

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



**GEOMORFOLOGÍA DE UN SECTOR DE LA CUENCA DE
ALMAZÁN (SORIA): PROCESOS DE EROSIÓN DE
SUELOS Y PLANTEAMIENTO DE ESCENARIOS ANTE
EL CAMBIO CLIMÁTICO**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Juan Antonio Rodríguez García

Bajo la dirección de los doctores
Alfredo Pérez González
Vicente Gabaldón López

Madrid, 2008

- **ISBN: 978-84-692-0110-7**

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Geodinámica



**GEOMORFOLOGÍA DE UN SECTOR DE LA CUENCA DE
ALMAZÁN (SORIA): EVALUACIÓN DE PROCESOS DE
EROSIÓN DE SUELOS Y PLANTEAMIENTO DE ESCENARIOS
ANTE EL CAMBIO CLIMÁTICO**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Juan Antonio Rodríguez García

Madrid, 2008

**GEOMORFOLOGÍA DE UN SECTOR DE LA CUENCA DE
ALMAZÁN (SORIA): EVALUACIÓN DE PROCESOS DE
EROSIÓN DE SUELOS Y PLANTEAMIENTO DE ESCENARIOS
ANTE EL CAMBIO CLIMÁTICO**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Juan Antonio Rodríguez García

En Febrero de 2008

REALIZADA EN:



**Departamento de Geodinámica
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE
MADRID**



**Instituto Geológico
y Minero de España**

**Área de Sistemas de Información
Geocientífica
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE
ESPAÑA**

*Dr. Alfredo Pérez González
CODIRECTOR
Centro Nacional de Investigación
sobre la Evolución Humana*

*Dr. Vicente Gabaldón López
CODIRECTOR
Instituto Geológico y Minero de España*

*Dr. José Francisco Martín Duque
TUTOR
Dpto. Geodinámica Univ. Complutense*

PRESENTACIÓN Y AGRADECIMIENTOS

Cuando allá por 1999 le hablé a Alfredo Pérez González de mi intención de realizar una Tesis Doctoral en el Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid, tuvimos que plantearnos varios aspectos: la temática principal, que sería un estudio geomorfológico regional; y por otro lado la zona, la cuenca de Almazán y sus bordes montañosos en el sector correspondiente a la cuenca hidrográfica del Duero. Era ésta una zona muy poco estudiada, sin trabajos especializados, por lo que habría de presentar sin duda muchos interrogantes de gran interés geomorfológico dentro de mis propios intereses y de las líneas de trabajo habituales y preferidas de Alfredo. Para él tienen que ir forzosamente los primeros agradecimientos, tanto por favorecer mi gusto por la geomorfología como por confiar en mí y dejarme trabajar tan a mi aire, aunque con unas correcciones finales sin demasiada piedad.

Por otra parte, también nos quedó claro desde un principio que un trabajo puramente de geomorfología regional, por muy interesante y voluminoso que resultara, podría quedar hoy en día algo “trasnochado”, valga la expresión, vista la orientación que está tomando la Geomorfología en los últimos tiempos. Por ello se trató de buscar también desarrollar algún aspecto de geomorfología aplicada y de metodología novedosa, con vistas a su posible utilización en la planificación y gestión territorial, para lo cual se escogió la problemática de los procesos de erosión edáfica en relación con el uso del territorio y el cambio climático previsto para las próximas décadas.

Poco después Vicente Gabaldón, actual Director del Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica en el Instituto Geológico y Minero de España, apoyó esta propuesta codirigiéndola y posibilitando la obtención de una beca del IGME para la realización de Tesis Doctorales, que pude disfrutar entre 2000 y 2003. Aun no siendo especialista en la temática de la Tesis, no le ha faltado interés en la misma y su ayuda ha sido esencial en diversos aspectos no sólo logísticos. Su insistencia en la coherencia metodológica a la hora de preparar las conferencias anuales de becarios del IGME para dar cuenta del avance de las actividades me dio unos cuantos quebraderos de cabeza que, he de reconocer, me sirvieron de mucho para seguir desarrollando el trabajo.

Además de las instalaciones y las ayudas financieras por parte del IGME y la UCM, en especial para diversas y prolongadas campañas de campo también ha sido considerable la ayuda recibida por parte de la Dirección General de Patrimonio de la Junta de Castilla y León y la Asociación para el Desarrollo Endógeno de Almazán y Otros Municipios (www.adema.es). Estas instituciones financiaron las excavaciones arqueopaleontológicas de Ambrona y Torralba de Medinaceli, codirigidas por el propio Alfredo Pérez González y Manuel Santonja (Museo Arqueológico Regional, Alcalá de Henares), asociadas a las cuales se desarrollaron dichas campañas de campo, ya que otro de los propósitos del trabajo era aportar información geomorfológica de base para los estudios geoarqueológicos que se están llevando a cabo en la región.

Por supuesto, vaya también mi recuerdo y agradecimiento para los grupos de arqueólogos y paleontólogos que participaron en aquellas campañas por los días (y noches) allí disfrutados.

De manera mucho más continua y diaria, he tenido la oportunidad de trabajar junto a otra mucha gente que ha hecho que la palabra “trabajo” deje tener ese matiz cargante que nos puede venir a todos a la mente al pronunciarla.

Gracias pues al grupo de Sistemas de Información Geográfica del Área de Sistemas de Información Geocientífica del IGME: Alfredo Iglesias y Fernando Pérez Cerdán (los jefes), Teresa Orozco, Marisa González, Pilar Hidalgo, Manolo Bernat, Ángel Prieto, Carlos Lorenzo, Ana Cabrera... y las que

tomaron otros rumbos: María José, Irene, Valle y algunas más... (se me empiezan a olvidar los apellidos). Por todo lo que me han aportado en lo profesional y lo personal. En el Área de Cartografía Geocientífica, en especial Francisco Nozal me dio todas las facilidades para consultar e incluso discutir material aún inédito; aunque creo que no estamos de acuerdo en todo, de un par de charlas con él se me aclararon bastantes puntos por ejemplo acerca de la estructura del borde montañoso meridional de la zona.

Gracias también en el Departamento de Geodinámica de la UCM al grupo de Geomorfología, en especial a Gema, Juani (ahora compañera en el IGME), Alfonso, David, Youssef, María y algunos más, por lo mismo que al grupo anterior. Dentro del Departamento, José Francisco Martín Duque aceptó sin ningún reparo y toda la predisposición del mundo la tutoría final de la Tesis, evitando que me quedara “huérfano” cuando Alfredo (ese trasero de mal asiento) decidió hace apenas unas semanas vivir su enésima aventura de juventud fuera de la Complutense.

Y de manera más específica:

A Maite Echeverría de la Universidad de Zaragoza y Juan Antonio González Martín, de la Autónoma de Madrid, por las facilidades dadas para consultar la Tesis doctoral de la primera de ellos.

José Antonio Lucas Santaolaya, Jefe en Soria de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Castilla y León, por su información acerca de la planificación forestal provincial.

Kira Hontoria y Antonio Saa, del Depto. de Edafología de la Escuela de Agrónomos, en la Politécnica de Madrid, por proporcionarme información sobre sus trabajos acerca de la evolución de la materia orgánica edáfica con el clima; incluso cosas que no les había pedido pero resultaron igual de interesantes.

Guillermo Pinto, del laboratorio de Geodinámica de la UCM; y Ángel Ilarri y Jesús Reyes, de los laboratorios del IGME, por los análisis texturales y de materia orgánica de suelos, respectivamente.

Me resulta imposible acordarme en todo este tiempo de cuanta biblioteca, centro de documentación, archivo... haya podido visitar recopilando información. Vaya un reconocimiento para todos, ya que nunca me he encontrado el menor problema; más bien al contrario, una paciencia y presteza que tiran por tierra muchos tópicos sobre funcionarios.

Por último, aunque quizás lo más importante, el reconocimiento y las disculpas a mi entorno no profesional, y al que dedico muy especialmente este trabajo: mi familia, que han tenido que soportar tantísimas cosas durante tanto tiempo; mis amigos, a los que cada vez he ido haciendo menos caso y de cuyas agendas he ido desapareciendo poco a poco. ¡Laura, José Vicente! ¡Id preparando las mochilas, chicos, que por mi parte podemos ir pensando ya en hacer todos esos viajes que tenemos pendientes!

*Qui ha de fablar de muchas cosas ayuntadas
es como el que desbuelve
grand oviello que ha muchos cabos.*

*Qui cuida aprender de los omnes
todo lo que saben, yerra; qui aprende lo
aprovechoso, açierta.*

Libro de Patronio, Don Juan Manuel,
Infante de Castilla (1282-1348)

ÍNDICE GENERAL DE CONTENIDOS

PARTE 1. INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS Y SITUACIÓN	1
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1. ÁREA DE TRABAJO Y OBJETIVOS	3
1.2. METODOLOGÍA	4
1.3. ENCUADRE GEOGRÁFICO	6
1.3.1. Zonación.	9
1.4. CLIMA	9
1.4.1. Temperaturas.	10
1.4.2. Precipitaciones.	10
1.4.3. Viento.	11
1.4.4. Otros parámetros.	12
1.5. HIDROGRAFÍA	14
1.6. VEGETACIÓN Y USOS DEL SUELO	15
1.7. SUELOS	18
1.8. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	22
1.8.1. Etapa precursora.	22
1.8.2. Etapa de transición.	22
1.8.3. Etapa actual.	24
2. ENCUADRE GEOLÓGICO	26
2.1. MARCO GEOLÓGICO, ESTRUCTURAL Y GEOMORFOLÓGICO	26
2.1.1. La Cuenca del Duero.	26
2.1.2. La Cordillera Ibérica.	27
2.1.3. La Cuenca de Almazán.	28
2.2. ESTRATIGRAFÍA	32
2.2.1. Mesozoico.	32
2.2.1.1. Pérmico y Triásico.	32
2.2.1.2. Jurásico marino.	34
2.2.1.3. Jurásico superior y Cretácico inferior en facies Purbeck-Weald.	35
2.2.1.4. Cretácico superior marino.	35
2.2.2. Terciario.	36
2.2.2.1. Unidad 1 (Campaniense-Daniense?).	36
2.2.2.2. Unidades 2 y 3 (Eoceno inferior-Oligoceno inferior).	37
2.2.2.3. Unidad 4 (Oligoceno superior-Mioceno inferior).	39
2.2.2.4. Unidad 5 (Mioceno medio).	40
2.2.2.5. Unidad 6 (Mioceno medio terminal Aragoniense superior-Mioceno superior Vallesiense).	43
2.2.2.6. Cuencas periféricas.	48
2.2.2.7. El Mioceno terminal-Plioceno.	50
2.2.3. El Cuaternario.	54
PARTE 2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	57
3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO. INTRODUCCIÓN	59
4. SUPERFICIES POLIGÉNICAS	61
4.1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	61
4.1.1. El modelo de escalonamiento policíclico.	61
4.1.1.1. Niveles de cumbres (D).	64
4.1.1.2. Superficie de erosión-colmatación de las cuencas terciarias (M ₃).	65
4.1.1.3. Superficie post-sedimentación neógena (M ₂).	67
4.1.1.4. Superficie Plio-Pleistocena (M ₁).	68
4.1.2. El modelo de penillanura desnivelada.	70
4.1.3. El modelo de denudación escalonada.	70
4.1.4. Planteamientos evolutivos recientes.	72
4.2. SUPERFICIES DE EROSIÓN EN LA MONTAÑA MERIDIONAL	73
4.2.1. El borde norte de Alto Rey.	74
4.2.2. La Mesa de Campisábalos.	80
4.2.3. Niveles de cumbres de Sierra de Pela y Macizo de Campisábalos.	81

4.2.4.	La Superficie “Pre-Cenomanense”.	81
4.2.5.	Niveles de cumbres. Ciclo “Intramioceno”.	82
4.2.6.	Superficie finimiocena de erosión-colmatación de la cuenca terciaria.	86
4.2.7.	Superficie mio-pliocena postsedimentación neógena.	89
4.3.	SUPERFICIES DE EROSIÓN EN LA MONTAÑA SEPTENTRIONAL	94
4.3.1.	Cameros-Demanda.	94
4.3.2.	La sierra de Cabrejas. Determinación de niveles erosivos.	95
4.3.3.	Superficie Intramiocena.	96
4.3.4.	Nivel Sierra Llana.	107
4.3.5.	Nivel Picofrentes.	109
4.4.	SUPERFICIES DE EROSIÓN. CONCLUSIONES	111
5.	EL MODELADO ESTRUCTURAL Y LITOLÓGICO	115
5.1.	INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	115
5.2.	EL BORDE MONTAÑOSO MERIDIONAL	117
5.2.1.	Sector occidental (Mapa 6).	117
5.2.2.	Sector oriental. Los Altos de Barahona (Mapa 7).	126
5.3.	EL BORDE MONTAÑOSO SEPTENTRIONAL	128
5.3.1.	Depresiones intramontañosas.	128
5.3.2.	La sierra de Cabrejas (Mapa 1).	131
5.4.	LA CUENCA TERCIARIA	136
5.4.1.	Las áreas de terciario plegado.	136
5.4.2.	Formas de relieve horizontal.	138
5.4.3.	Los <i>monts</i> del Umbral Cretácico (Mapas 3, 4, 6 y 7).	143
5.5.	SÍNTESIS Y CONCLUSIONES	146
6.	EL MODELADO KÁRSTICO	148
6.1.	INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	148
6.2.	DISTRIBUCIÓN REGIONAL DEL KARST	149
6.3.	EL KARST DE LA MONTAÑA MERIDIONAL	150
6.3.1.	Formas y depósitos extensivos.	150
6.3.2.	Dolinas y uvalas.	151
6.3.3.	Poljes.	152
6.3.4.	Endokarst.	161
6.3.5.	Formas de emisión.	161
6.3.6.	Fluviokarst.	167
6.4.	EL KARST DE LA MONTAÑA SEPTENTRIONAL	169
6.4.1.	Formas y depósitos extensivos.	169
6.4.2.	Dolinas y uvalas.	170
6.4.3.	Endokarst.	171
6.4.4.	Formas de emisión.	172
6.4.5.	Fluviokarst.	177
6.5.	EL KARST DE LAS CALIZAS NEÓGENAS	179
6.5.1.	Formas y depósitos extensivos.	179
6.5.2.	Dolinas y uvalas.	180
6.5.3.	Fluviokarst.	180
6.5.4.	Formas de emisión.	181
6.6.	EDAD O EDADES DE LA KARSTIFICACIÓN	181
7.	EL MODELADO FLUVIAL	183
7.1.	INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	183
7.2.	EL SISTEMA DE TERRAZAS DEL DUERO EN LA CUENCA DE ALMAZÁN	187
7.2.1.	Sectores.	187
7.2.2.	Características de los depósitos.	191
7.2.3.	El fondo actual del Duero.	192
7.2.4.	Edad de las terrazas.	192
7.2.5.	Aspectos paleoambientales.	194
7.2.6.	Aspectos morfométricos y relación con la tectónica.	196
7.3.	LA RED FLUVIAL AFLUENTE	197
7.3.1.	Depresión de la Cuerda del Pozo.	198
7.3.2.	Cuenca de Numancia.	199
7.3.3.	Campo de Gómara.	201
7.3.4.	Sector septentrional de la cuenca de Almazán.	204

7.3.5. La red del río Ucero.	210
7.3.6. La campiña de Velamazán.	215
7.3.7. La cuenca del río Bordecorex.	218
7.3.8. Las Rampas de Alaló y Caracena (Mapa 6).	221
7.3.9. Morfometría. Síntesis.	224
8. EL MODELADO EÓLICO	226
8.1. INTRODUCCIÓN	226
8.2. FORMAS DE ACUMULACIÓN	226
8.3. FORMAS DE DEFLACIÓN	229
8.3.1. <i>Pans</i> y <i>deflation basins</i> .	229
8.3.2. Pavimentos de deflación.	232
8.4. MODELADO EÓLICO. CONCLUSIONES	233
9. LADERAS	234
9.1. INTRODUCCIÓN	234
9.1.1. La herencia cuaternaria.	234
9.1.2. Condiciones actuales.	235
9.2. ÁREAS DE SIERRA: CABREJAS Y PELA	236
9.2.1. El escarpe septentrional.	236
9.2.2. Vertiente meridional de la sierra de Cabrejas.	239
9.2.3. Vertiente meridional de la sierra de Pela.	240
9.3. DEPRESIONES INTRAMONTAÑOSAS: TIERMES Y CUERDA DEL POZO	241
9.3.1. Laderas sobre cuevas homoclinales.	241
9.3.2. Interfluvios en sustrato arenoso.	243
9.4. RAMPAS DE LOS BORDES MONTAÑOSOS	244
9.4.1. Laderas convexas.	244
9.4.2. Laderas rectas.	245
9.4.3. Laderas de cantil-talud.	245
9.4.4. Laderas en Keuper-Jurásico.	246
9.4.5. Laderas convexo-cóncavas.	247
9.5. ÁREA DE CAMPIÑAS ALTAS (TIERRA DEL BURGO Y PINARES DE ALMAZÁN)	247
9.5.1. Vertientes de la red secundaria. Asimetrías.	249
9.5.2. Vertientes de los valles principales.	251
9.6. MIOCENO CALIZO SUBHORIZONTAL	252
9.6.1. Laderas de cantil-talud.	252
9.6.2. Laderas polisecuenciales.	258
9.7. CAMPIÑAS BAJAS ARENOSAS	258
9.7.1. En relieves residuales.	258
9.7.2. Áreas planas centrales.	261
9.7.3. Escarpes de borde.	261
9.8. LADERAS. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	262
10. SÍNTESIS GEOMORFOLÓGICA	264
10.1. HISTORIA EVOLUTIVA	264
10.1.1. Permo-Triásico.	264
10.1.2. La evolución mesozoica.	264
10.1.3. La evolución terciaria.	265
10.1.4. El Cuaternario.	267
PARTE 3. ASPECTOS APLICADOS: LA EROSIÓN, EL CAMBIO CLIMÁTICO Y EL USO DEL TERRITORIO	269
11. EROSIÓN HÍDRICA ACTUAL	271
11.1. INTRODUCCIÓN AL PROBLEMA	271
11.1.1. Aproximación al problema de la erosión en el mundo y en ambientes mediterráneos.	271
11.1.2. La erosión en la región de estudio.	274
11.1.3. El estudio de la erosión. Conceptos previos.	275
11.1.4. Factores que intervienen en los procesos de erosión.	278
11.1.5. El estudio y la evaluación de la erosión hídrica. Modelos.	279
11.1.5.1. Tipos de modelos.	279
11.1.5.2. El modelo RUSLE aplicado.	280
11.2. SÍNTESIS DE UNIDADES MORFOESTRUCTURALES HOMOGÉNEAS	282

11.3.	ANÁLISIS DE LOS FACTORES	284
11.3.1.	Erosividad de la lluvia.	284
11.3.1.1.	Intensidad, duración y cantidad de precipitación.	285
11.3.1.2.	El factor R de la RUSLE.	287
11.3.2.	Erosionabilidad del suelo.	289
11.3.2.1.	Introducción.	289
11.3.2.2.	El factor K de la RUSLE.	290
11.3.2.3.	Cálculo del factor K.	292
11.3.3.	El factor topográfico.	296
11.3.3.1.	Introducción.	296
11.3.3.2.	El factor LS de la RUSLE.	298
11.3.3.3.	Cálculo del factor LS.	298
11.3.4.	Cobertura y usos del suelo.	302
11.3.4.1.	Introducción.	302
11.3.4.2.	El factor C de la RUSLE.	303
11.3.4.3.	El factor P. Prácticas de conservación.	305
11.4.	PÉRDIDA ACTUAL DE SUELO	307
12.	EROSIÓN FUTURA	312
12.1.	EROSIÓN Y CAMBIO CLIMÁTICO	312
12.1.1.	Cambio climático y procesos geológicos.	314
12.2.	EL CAMBIO CLIMÁTICO Y LA EROSIÓN HÍDRICA	314
12.2.1.	Estudios antecedentes.	315
12.2.2.	Factores afectados.	317
12.3.	VARIACIONES EN LA EROSIVIDAD DE LA LLUVIA	318
12.3.1.	Patrones climáticos.	318
12.3.2.	Cambios en el factor R de la RUSLE.	320
12.4.	VARIACIONES EN LA EROSIONABILIDAD DEL SUELO	325
12.4.1.	Contenido de materia orgánica.	325
12.4.2.	Variaciones texturales.	327
12.4.3.	Variaciones estructurales. Agregados.	329
12.5.	VARIACIONES EN LA CUBIERTA VEGETAL Y LOS USOS DEL SUELO	332
12.5.1.	Aproximación mediante análogos climáticos.	333
12.5.2.	Efectos del cambio climático en la fenología y fisiología vegetal.	333
12.5.3.	Efectos de los usos del territorio en la cubierta vegetal.	334
12.5.4.	El desarrollo de escenarios predictivos de usos del territorio.	335
12.5.5.	Desarrollo de escenarios para el área de estudio.	336
12.5.5.1.	Áreas urbanas.	338
12.5.5.2.	Áreas agrícolas.	338
12.5.5.3.	Áreas de praderas y pastizales.	340
12.5.5.4.	Áreas de bosques y matorral.	341
12.5.5.5.	Escenarios finales.	343
12.6.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN: VARIACIONES DEL FACTOR A	346
12.6.1.	Erosión y erosividad de la lluvia.	346
12.6.2.	Introducción del factor de erosionabilidad del suelo.	346
12.6.3.	Introducción del factor de cubierta vegetal y usos del suelo.	346
12.6.4.	Análisis y previsión por unidades territoriales.	352
12.6.5.	Perspectivas futuras.	354
PARTE 4. CONCLUSIONES		357
13.	CONCLUSIONES	359
13.1.	Evolución geomorfológica general de la región.	359
13.2.	Aspectos aplicados de erosión hídrica.	361
PARTE 5. BIBLIOGRAFÍA		363
14.	BIBLIOGRAFÍA	365

ANEXO: MAPAS FUERA DE TEXTO.

1. San Leonardo de Yagüe-Cabrejas del Pinar (348-349).
2. Soria (350).
3. Burgo de Osma (377).
4. Quintana Redonda (378).
5. Gómara-Morón de Almazán (379-407).
6. Berlanga de Duero-Atienza (405-433).
7. Almazán-Barahona (406-434).

PARTE 1. INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS Y SITUACIÓN

1. INTRODUCCIÓN

1.1. ÁREA DE TRABAJO Y OBJETIVOS

Este proyecto de investigación se desarrolla en la parte soriana de la cuenca o depresión terciaria de Almazán y sus bordes montañosos de la sierra de Cameros-Demanda y Rama Castellana de las Cadenas Ibéricas. Se ha llevado a cabo con dos objetivos principales que se presentan aquí como dos partes diferenciadas pero a su vez con una clara interrelación:

Por un lado, un **estudio geomorfológico analítico** para la resolución de la morfogénesis terciaria y cuaternaria regional y sus relaciones con las áreas adyacentes (Cuenca del Duero y Cadena Ibérica), que permitan explicar el paisaje actual.

Por otro, se planteó desde un principio desarrollar algún aspecto más aplicado y relacionado con los procesos geológicos activos y la **planificación territorial sostenible**. Ésta es un procedimiento basado en el conocimiento científico que ayuda a la toma de decisiones correspondientes a la **gestión territorial** y encaminadas hacia opciones que hagan viable técnica y económicamente, así como aceptable socialmente, la intensificación o en general la variación de usos del territorio (en particular el desarrollo rural), y la mejora de la gestión medioambiental (esto es, la conservación del territorio como recurso natural).

Se ha optado en concreto por la **erosión de suelos**, por ser el fenómeno de mayor incidencia en la actualidad desde el punto de vista tanto puramente geomorfológico como socioeconómico. Se trata de un área de clima mediterráneo, en el que son característicos los paisajes de tipo erosivo, aunque sus características de continentalidad y elevación la sitúan de manera más precisa en el supramediterráneo, alejada de las áreas más cercanas a la costa mediterránea y que han acaparado tradicionalmente la atención en este tipo de estudios.

Habida cuenta también de la importancia del **clima** en los procesos de erosión y degradación de suelos, resulta claro el interés de com-

prender además las previsiones existentes respecto al **clima futuro** y su **incidencia en dichos procesos**, la vulnerabilidad de los sistemas, su capacidad de adaptación y las respuestas que se puedan establecer para mitigar los riesgos. Ésa es la línea de trabajo del Grupo de Trabajo II del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC): impactos, adaptabilidad y vulnerabilidad de los sistemas en el marco temporal que abarca desde la actualidad al año 2100, límite de casi todos los estudios. Y en esa misma línea y en la de las labores de evaluación de los impactos en España por efecto del cambio climático llevada a cabo por la Oficina Española de Cambio Climático (OECC) se plantea el presente trabajo.

Estos dos grandes aspectos se pueden precisar en los siguientes objetivos:

Geomorfología analítica: La realización de un análisis geomorfológico regional del área, de la que se obtiene una cartografía de tipo analítico, para resolver diferentes aspectos teóricos en cuanto a su evolución general neógena-cuaternaria:

- Los enlaces entre la cuenca y los bordes con las unidades montañosas que la rodean: la Sierra de la Demanda y la rama castellana de la Cordillera Ibérica.
- Superficies erosivas. Distribución espacial, relación con las diferentes unidades sedimentarias y la evolución tectónica. Cronología.
- Influencia de la estructura y determinadas litologías en el paisaje: el modelado estructural y kárstico.
- El sistema fluvial del río Duero. Establecimiento de las secuencias de terrazas del Duero y principales afluentes, y su correlación con otros tramos.
- La importancia relativa de la acción eólica en la morfogénesis cuaternaria.
- Las formas y procesos de ladera.

Planificación sostenible del territorio: con ensayo de la determinación de **indicadores** a los estudios ambientales mediante técnicas SIG, centrados en el estudio de la erosión de suelos a escala regional mediante la aplicación de modelos. En su conjunto, se ha pretendido:

- Una zonación del territorio según unidades de comportamiento similar ante los procesos erosivos.
- La determinación del estado actual de erosión del territorio.
- Una prospectiva con determinación de los factores, tanto los de origen natural como los

antrópicos, que muestran una mayor incidencia en la gestión territorial sostenible. En este apartado se ha hecho especial hincapié en la incidencia del cambio climático previsto para los próximos 70-100 años, mediante la recreación de diversos escenarios posibles.

- Estudio de la capacidad del territorio para soportar condiciones diversas en función de los distintos escenarios.
- Discusión de las mejores opciones para una utilización sostenible del territorio.

1.2. METODOLOGÍA

La metodología seguida para la consecución de tales objetivos ha sido la habitual, que presentada en diferentes pasos, aunque en gran medida se haya llevado a cabo simultáneamente, ha consistido en:

Recopilación y revisión crítica de la documentación existente sobre los temas tratados: bibliografía, cartografía, informes técnicos y datos inéditos (meteorológicos, hidrogeológicos, etc.).

Interpretación fotogeológica del conjunto de la región con el vuelo americano de 1956-57, a escala aproximada 1:33.000. En algunos casos también han resultado interesantes imágenes de satélite.

Elaboración de cartografías geomorfológicas analíticas: siete hojas presentadas a escala 1:50.000, aunque confeccionadas con la base topográfica 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional. En su realización se han seguido de manera general las normas de los mapas geomorfológicos de Francia (CNRS, 1970) y de España (MARTÍN-SERRANO y SALAZAR, 2005), aunque adaptadas a las necesidades propias. En el análisis y edición final de la cartografía se ha empleado el sistema de información geográfica **ArcInfo** en su versión 7.2 para estación de trabajo *Unix* y **ArcGIS** 8 y 9 para *Windows*. En la digitalización se ha empleado el programa de diseño gráfico **MicroStation** en su versión SE para

Windows con su módulo **Descartes** de vectorización semiautomática, y con la base altimétrica y planimétrica digital BCN25 del IGN. Para su codificación digital y simbolización se han seguido las normas y bibliotecas de estilos utilizadas dentro del servicio de SIG del Área de Sistemas de la Información Geocientífica del Instituto Geológico y Minero de España (RODRÍGUEZ GARCÍA y PÉREZ CERDÁN, 2006).

Trabajo de campo para contrastar y matizar las cartografías, establecimiento de cotas de terrazas y otras formas mediante altímetro digital (0,5 m de precisión), toma de muestras y estudio de afloramientos y cortes, en especial de formaciones superficiales y suelos. Determinadas muestras han sido sometidas en laboratorio a análisis granulométricos y de contenido de materia orgánica.

Elaboración de una cartografía sintética a partir de las anteriores y de otros datos recopilados, para la delimitación de **unidades ambientales homogéneas** o *land units*, definidas por unos caracteres físicos bien diferenciados y formando unas pautas que se repiten en el paisaje: porciones del territorio con características litológicas, geomorfológicas, edáficas y de vegetación análogas en cada una de ellas, a las que se ha supuesto igualmente un comportamiento homogéneo ante los procesos erosivos.

Aplicación del modelo de erosión USLE-RUSLE, Ecuación Universal de Pérdida de Suelos Revisada (RENARD *et al.*, 1997), de estimación de pérdida de suelo por erosión laminar y en regueros. Para ello se han plasmado cartográficamente distintas características físicas del territorio con incidencia en la erosión: datos climáticos, edáficos, modelo digital del terreno, usos del suelo, etc., ponderadas para su aplicación en el mencionado modelo mediante un sistema de información geográfica.

Propuestas de escenarios climáticos y socioeconómicos plausibles. Revisados los diferentes modelos de evolución climática y socioeconómica para finales del siglo XXI, se ha estimado la previsible evolución de los diversos factores que participan en el fenómeno erosivo en la medida en que se puedan ver afectados por dicha evolución: erosividad de la lluvia, grado de cubierta vegetal, usos del suelo, etc.

Una vez fijados los valores futuros más plausibles para los diversos factores, se ha ensayado de nuevo el modelo de erosión RUSLE para realizar una estimación de la posible evolución de los procesos erosivos y de desertificación.

Análisis de resultados. Se ha tratado de ponderar en qué medida la evolución climática

y socioeconómica puede ser beneficiosa o perjudicial para los procesos erosivos, y se diferenciarán las zonas que se pueden ver especialmente afectadas y en qué aspectos, de modo que el estudio pueda resultar un elemento útil para la gestión territorial sostenible.

Expresión mediante indicadores. Los resultados obtenidos se han sintetizado y expresado mediante el empleo de *indicadores*, como descriptores que representan una condición, en este caso el grado de erosión (real o estimado), y expresan información sobre cambios o tendencias en dicha condición. Desde unos *indicadores de estado*, que muestran las condiciones actuales en cada área, hasta la utilización final de *indicadores de reacción*, con los que se podrán evaluar diversas opciones políticas y las correspondientes reacciones del territorio a los cambios que se produzcan.

Propuestas de usos, límites y actuaciones. El trabajo vendrá acompañado de una serie de propuestas finales de utilización sostenible del territorio.

En la Fig. 1.1 se presenta un esquema sintético de los pasos metodológicos seguidos, en especial para la parte aplicada.

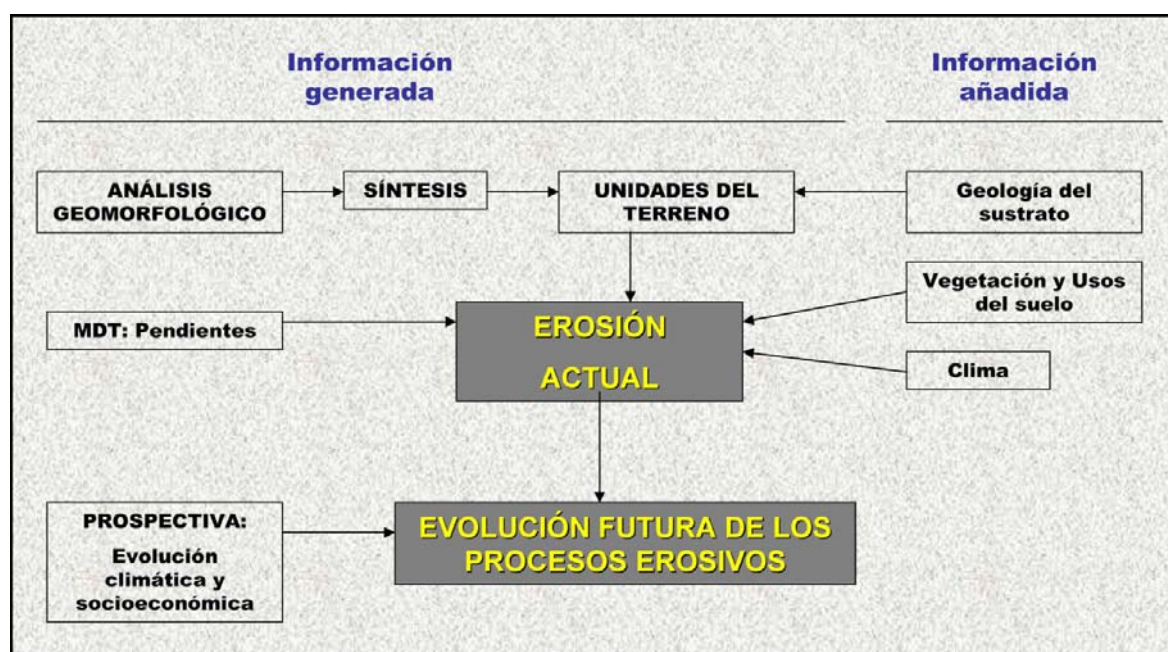


Fig. 1.1. Esquema sintético de la metodología seguida en el estudio.

1.3. ENCUADRE GEOGRÁFICO

Como ya se ha comentado, el área de estudio se centra en el sector occidental de la **Cuenca de Almazán** (sur de la provincia de Soria), en la parte perteneciente a la cuenca hidrográfica del Duero, así como en sus enlaces con los bordes de la rama castellana de la Cordillera Ibérica al sur y el bloque de Cameros-Demanda al norte.

La elección de la zona se basa al tratarse, por un lado, de una región de rasgos geomorfológicos suficientemente variados y sobre la que existen escasos trabajos, con muchos aspectos aún no resueltos.

Por otro lado, presenta también unas particularidades en cuanto a la evolución de usos humanos que hacen interesante su estudio: el abandono de gran parte de los usos agrícolas y forestales tradicionales, acompañado del despoblamiento de grandes áreas rurales y la concentración en pequeñas zonas donde se intensifica y diversifica el uso del territorio. Entre los efectos derivados de estos usos merecen especial atención los procesos de degradación del suelo.

A estas acciones antrópicas hay que añadir también la influencia de un clima predominantemente mediterráneo, caracterizado por unas lluvias escasas aunque concentradas en determinadas épocas del año y muchas veces en forma de chaparrones cortos aunque relativamente intensos, de alto poder erosivo.

Desde el punto de vista administrativo abarca casi exclusivamente terrenos de la provincia de Soria (E de Castilla y León), en su sector central y centro-sur, si bien aparece incluido en el límite sur un pequeño reborde de la provincia de Guadalajara (NE de Castilla-La Mancha).

Se ha escogido un área de forma irregular de unos 4.000 km², cuyo eje central aproximado lo constituye el río Duero, y comprende en su totalidad o en parte las hojas topográficas a escala 1:50.000 siguientes (Fig. 1.2):

348: San Leonardo de Yagüe.

349: Cabrejas del Pinar.

350: Soria.

377: El Burgo de Osma.

378: Quintana Redonda.

379: Gómara.

405: Berlanga de Duero.

406: Almazán.

407: Morón de Almazán.

433: Atienza.

434: Barahona.

Y que queda enmarcada por las coordenadas geográficas:

41° 50' N al norte 2° 11' 10" al este

41° 15' N al sur 3° 11' 10" al oeste

Las cotas oscilan entre los 1.400–1.500 m de las sierras de los bordes N y S (Sierra de Cabrejas, Sierra de Pela), y los 850 m que se alcanzan en el río Duero en el límite E, en las cercanías de San Esteban de Gormaz.

Tres son los núcleos urbanos más importantes contenidos en el área, y que aparecen en sus bordes N (**Soria**, 33.600 hab.), E (**Almazán**, 5.800 hab.) y O (**El Burgo de Osma**, 5.000 hab.). Entre ellos existen numerosos núcleos separados unos 4–7 km entre sí, de escasa población, ya que en raros casos supera los 500 habitantes (Berlanga de Duero, Gómara, Quintana Redonda, Tardelcuende), y en la mayoría ni siquiera llega al centenar. En el sector de la montaña meridional la falta de núcleos urbanos de importancia y el éxodo rural del siglo XX motivan que sólo tres pueblos superen los 100 habitantes. Sus núcleos urbanos se encuentran más espaciados entre sí que en el resto del área y su población en conjunto apenas alcanza las 1.500 personas esparcidas en más de 1.000 km². Esta región, con su prolongación en las provincias de Guadalajara y Segovia, constituye una de las más despobladas de España; hasta el punto de que se puede considerar un desierto desde el punto de vista demográfico.

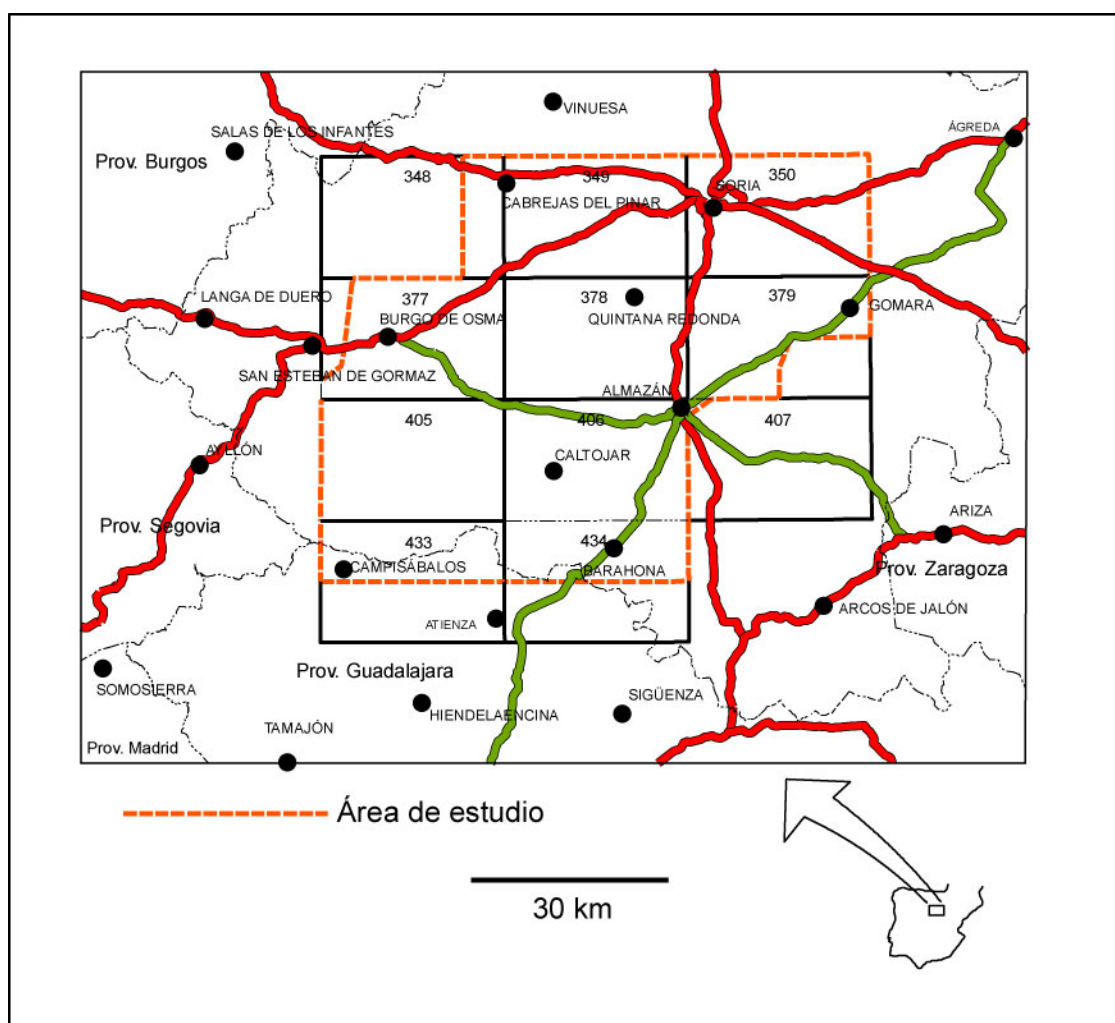
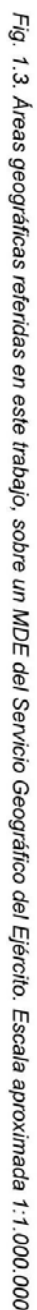


Fig. 1.2. Situación del área de estudio.

A falta de recursos mineros de importancia, y con la industria y el sector terciario concentrados en los tres núcleos importantes mencionados, nos encontramos en un territorio eminentemente rural cuyo aprovechamiento consiste esencialmente en la típica agricultura castellana de secano (cereal), en especial en las áreas centrales en torno al Duero y en menor medida en el tercio sur, combinada con la actividad ganadera lanar. Los regadíos se restringen por lo general a las vegas de los ríos localizadas en las inmediaciones de los pueblos (típicos huertos familiares), si bien a lo largo de la vega del Duero se sitúan infraestructuras de riego y fincas de cierta extensión.

El aprovechamiento forestal adquiere cierta envergadura en una mancha central constituida por los pinares de Almazán, así como en el borde N, en las estribaciones meridionales del área de bosques de Urbión, en este último caso combinado con ganadería de vacuno.

La caza ha sido también una actividad económica relevante, a la que en los últimos años se vienen sumando algunas iniciativas de turismo rural, aprovechando las singularidades monumentales, históricas y paisajísticas de un entorno escasamente afectado por la industrialización.



1.3.1. Zonación.

En este trabajo se hará mención constante a toda una serie de áreas naturales, basadas esencialmente en características geológicas y geomorfológicas singulares (Fig. 1.3). En la mayor parte de los casos los nombres se han tomado de entre los utilizados en la cartografía o la literatura geológica y geográfica (SÁENZ GARCÍA, 1951; VÁZQUEZ HOEHNE, 1994), aunque en ocasiones se definan áreas que se ha considerado conveniente distinguir.

Se puede partir en primer lugar de las tres grandes regiones naturales diferenciadas por SÁENZ GARCÍA (1951): la Montaña Septentrional, el Valle Central y la Paramera Meridional.

La **Montaña Septentrional** incluye el bloque de Cameros-Demanda, compuesto de N a S por: la alineación de las montañas más altas de Urbión, Cebollera y Oncala, fuera del área estudiada en detalle. Siguiendo hacia el S se encuentra el corredor intramontañoso deprimido de la Cuerda del Pozo y Numancia, y a continuación unas áreas más heterogéneas: las más amesetadas del borde de San Leonardo y la Rampa de Soria; y la sierra de Cabrejas y los Llanos de Calatañazor, de carácter de montaña y piedemonte.

Ya en lo que forma propiamente parte de la cuenca o **Valle Central**, forman su mitad norte los altiplanos de la Tierra del Burgo, Rampa de la Muela y Pinares de Almazán, así como el área mucho más deprimida del Campo de Gómara. Y la propia vega del Duero define de E a O las zonas más bajas en forma de *campiñas* (Velamazán y Gormaz).

Al **Borde Meridional** algunos autores se han referido como *paramera* (SÁENZ GARCÍA, 1951, VÁZQUEZ HOEHNE, 1994) y otros como *montaña* (BACHILLER, 1996), lo que da idea de su carácter de elevación relativa (cotas medias superiores a 1150 m), pero también de su topografía plana propia de la Cadenana Ibérica y los bordes de cuenca: Mesa de Campisábalos, Páramo de Ayllón, Rampas de Caracena-Alaló-Caltojar, Altos de Bordecorex, Barahona o Medinaceli. Y "sierras" de Pela, El Bulejo, Gorda, Ministra... definidas como tales por su contraste con depresiones adyacentes (Tiermes, Miedes, Alto Henares). Montañas plenas se podrían considerar las sierras de Ayllón y Alto Rey, últimas estribaciones del Sistema Central y fuera del área de estudio en detalle.

En cualquier caso, se tratará de evitar aquí el abuso del término "páramo", por sus diferentes significados geográfico, geomorfológico y estratigráfico.

1.4. CLIMA

Se realizará una breve reseña del clima de la zona, con vistas fundamentalmente a comprender su grado de influencia en los procesos geomorfológicos activos, y en los erosivos en particular. Para ello se han analizado los datos de diversas estaciones meteorológicas situadas dentro de la zona de estudio y en su periferia más inmediata, correspondientes al período 1961-1990; sea con datos continuos o de rejilla.

Dicho período se ha elegido por ser el que se ha venido tomando en general de referencia como condiciones de partida en los estudios de clima futuro y su impacto en los diversos sis-

temas, que en este trabajo serán los mecanismos de erosión hídrica.

Para la interpretación del clima, además de la lectura de los resultados en forma de mapas, se han tenido en cuenta también trabajos como los de GARCÍA FERNÁNDEZ (1986) o LEÓN (1991a y b), en especial para su encuadre regional.

1.4.1. Temperaturas.

Las **temperaturas medias** anuales (Fig. 1.4.a) aparecen comprendidas entre los 8 y los 12°C, como corresponde al piso **supramediterráneo**. Las áreas montañosas de las sierras de Pela al S y Cabrejas al N vendrían delimitadas aproximadamente por la isoterma de 8°C, en cuyas cumbres se llegarán probablemente a alcanzar caracteres propios del oromediterráneo. La campiña del Duero se definiría por la isoterma de 10°C, mientras que las temperaturas intermedias (8-10°C) corresponderían a las parameras. La oscilación térmica anual es mayor en las campiñas (superior a 20°C) y menor en la montaña (15-18°C).

A falta de registros meteorológicos en las cotas altas, las isolíneas se han trazado a partir de unas cuantas estaciones “virtuales” con temperaturas teóricas determinadas a partir de las estaciones cercanas y aplicando un gradiente de 0,5°C de descenso térmico cada 100 m de aumento de cota, que es el que se admite habitualmente.

En el **mes más frío** (normalmente enero; Fig. 1.4.b), los sectores montañosos más elevados entran dentro de la isoterma de los 0°C; mientras que la campiña del Duero estaría separada de las parameras y las tierras altas, aunque no muy claramente, por la isoterma de 2°C. Estas bajas temperaturas se mantienen durante mucho tiempo; de hecho, el clima se puede considerar invernal durante unos 6-8 meses al año, esto es, con temperaturas medias inferiores a 7°C, muy frecuentes heladas y mínimas siempre inferiores a -2°C, lo que tiene su importancia en procesos de helada-deshielo. El descenso de temperaturas que se produce de O a E lo atribuye GARCÍA FERNÁNDEZ (1986) al mayor aislamiento montañoso y por tanto mayor continentalidad.

Tan sólo se puede hablar de un verdadero **verano** en julio y agosto (Fig. 1.4.c), y únicamente en las campiñas se consideraría como cálido, con medias superiores a 20°C. Estos veranos se caracterizan además por las fuertes oscilaciones térmicas diarias, en torno a los 20°C, y los frecuentes fríos motivados por la

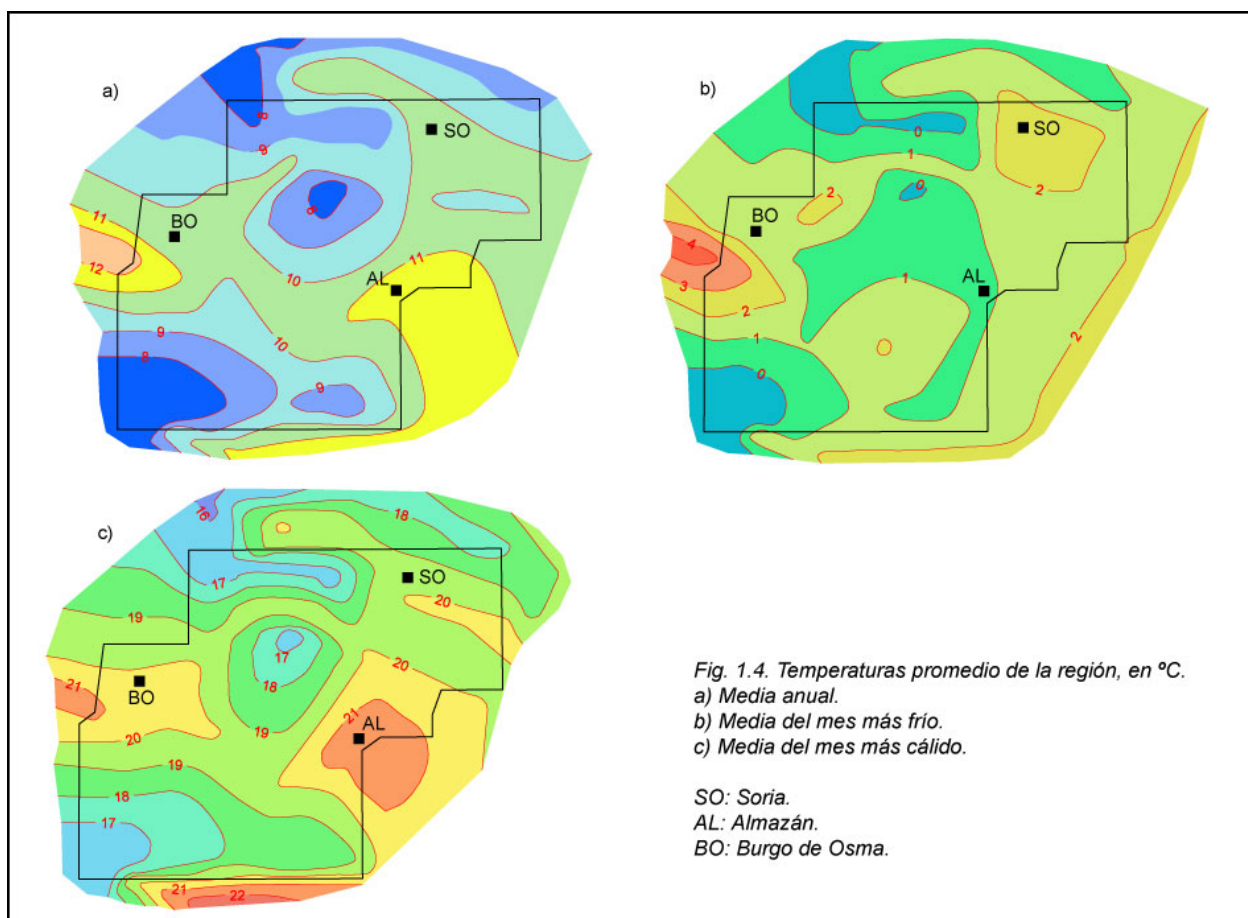
elevada altitud media y el enclaustramiento montañoso (GARCÍA FERNÁNDEZ, 1986).

1.4.2. Precipitaciones.

Las precipitaciones **medias anuales** oscilan entre los 450 y los 750 mm (Fig. 1.5.a). Éstas van descendiendo de N a S, desde el nivel subhúmedo propio de la montaña de Cameros hacia condiciones semiáridas plenas de las campiñas del Duero y las parameras de la mitad meridional, con una reactivación en la esquina SO ligada a las montañas de la sierra de Pela y las estribaciones del Sistema Central.

Exceptuados julio y agosto, el conjunto del año se puede considerar como relativamente regular, con precipitaciones medias mensuales de 40-60 mm, si bien predomina el régimen de invierno-primavera (Fig. 1.5.b,c,e): el influjo orográfico hace que la montaña del N presente su máximo en invierno, mientras que las campiñas y la mitad meridional más llanas lo hacen en primavera, que es lo característico del interior peninsular (GARCÍA FERNÁNDEZ, 1986; CASTRO *et al.*, 2005); y lejos en cualquier caso de las “gotas frías” otoñales más propias de la vertiente mediterránea, de gran importancia erosiva (LÓPEZ BERMÚDEZ y ROMERO, 1992).

También desde el punto de vista de las precipitaciones se distinguen tan sólo julio y agosto como meses de verano, con valores medios mensuales de 20-30 mm, descendentes de NE a SO y con un pico en el Campo de Gómara (Fig. 1.5.d), que constituye una excepción al mostrar su máximo de precipitación anual precisamente en verano, como ocurre en general con el NE peninsular. Las precipitaciones estivales se producen en muy pocos días, y por lo general en forma de chaparrones violentos de origen convectivo, pero de escaso volumen total. Si bien tampoco son raros los chubascos de mayor duración, propios de frentes oceánicos o incluso polares y “gotas frías”, que provocan un importante volumen de escorrentía superficial.



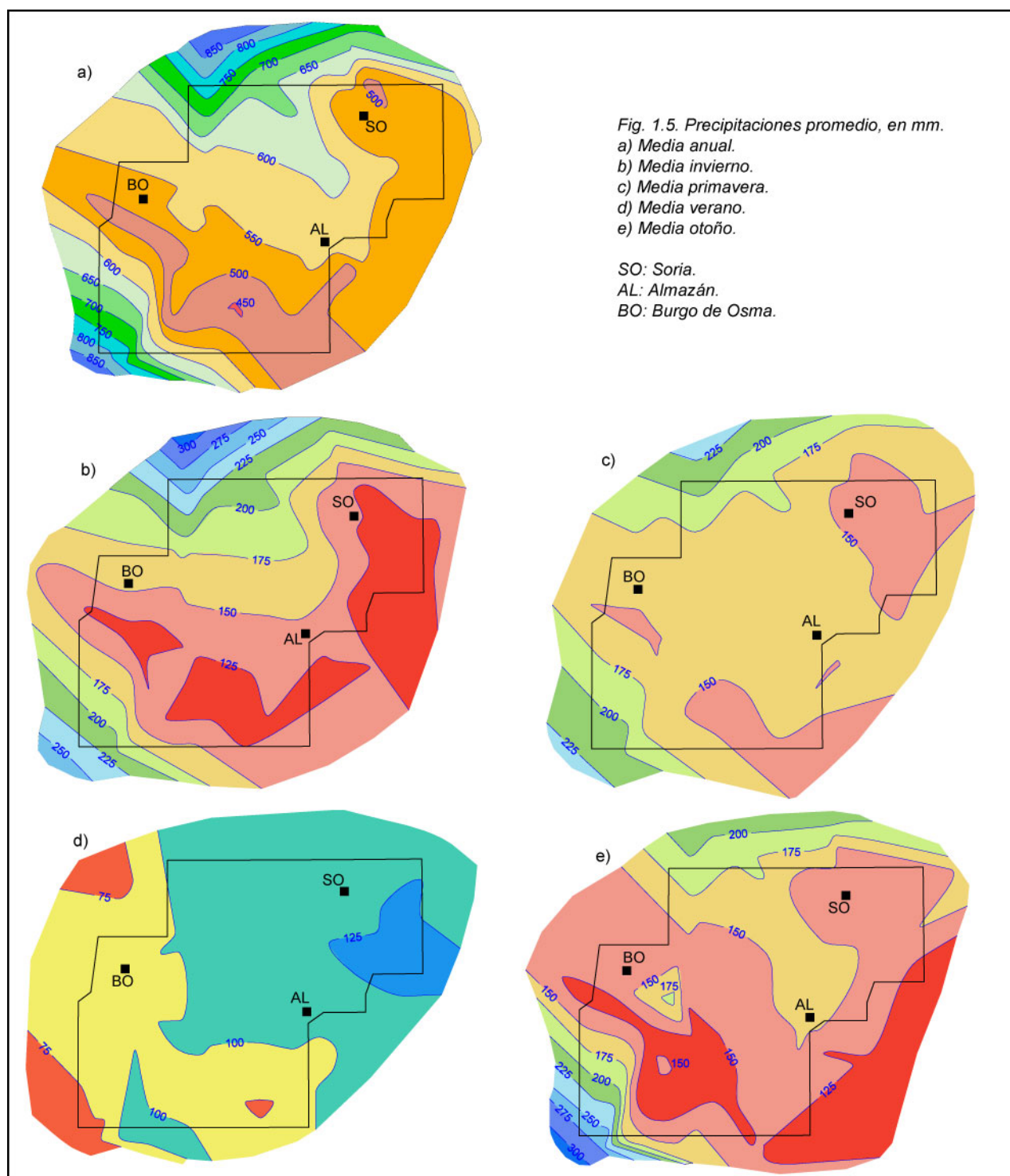
Otras características pluviométricas, como es la intensidad, serán analizadas más adelante en relación con la erosión de suelos.

1.4.3. Viento.

Las dos características principales que hay que tener en cuenta, en especial para el estudio de los procesos eólicos, son la velocidad y las direcciones medias y estacionales. Tomando los datos procedentes del Mapa Eólico Nacional relativos a Soria capital para los años 1969-1974 (INM, 1988), se observa que los valores medios de velocidad (Tabla 1.1) no son excesivamente altos (oscilan entre los 2,6 y 5,2 nudos), algo mayores en invierno-primavera; de hecho, aparece en calma hasta el 47% del tiempo. Las rachas máximas apenas doblan las cifras anteriores.

En cuanto a las direcciones, dominan las del O, como ocurre en el conjunto de la Meseta

española. En concreto en Soria son predominantes las del cuadrante NO (el *cierzo*), frente al O-SO más habitual de la Meseta que sí se observa en estaciones del área central de la cuenca del Duero como Valladolid o Burgos, donde por otra parte sus velocidades son bastante mayores y sus calmas menores por su mayor carácter meseteño (Fig. 1.6). Soria presenta además un segundo máximo en los vientos del S y N, quizá debido a la posición periférica y de media montaña de la ciudad. La distribución estacional (Fig. 1.7) muestra el claro predominio del NO en invierno-primavera (concretamente de noviembre a abril), coincidiendo con las mayores velocidades y la mayor pluviosidad correspondiente a los frentes atlánticos. El resto del año se dejan sentir las demás direcciones con frecuencias algo más uniformes.



1.4.4. Otros parámetros.

Otros parámetros climáticos se muestran a modo indicativo, tomados de LEÓN (1991a y b): La ETP media anual ronda los 600-700 mm (Fig. 1.8), con una distribución espacial relativa similar a las temperaturas, lo que determina

una duración del período seco -cuando la ETP supera la precipitación más la reserva de agua del suelo- que divide la zona en dos: la mitad norte, con período seco inferior a dos meses; y la mitad meridional, de período seco mayor de dos meses.

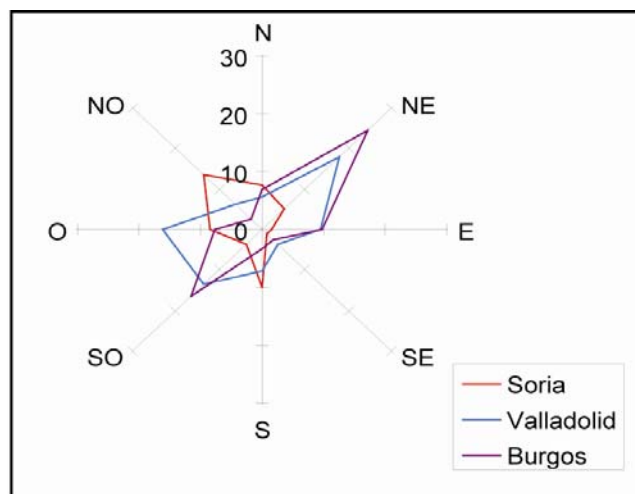


Fig. 1.6. Rosa anual de vientos en algunas ciudades de la cuenca del Duero, en %. Fuente: Mapa Eólico Nacional (INM, 1988)

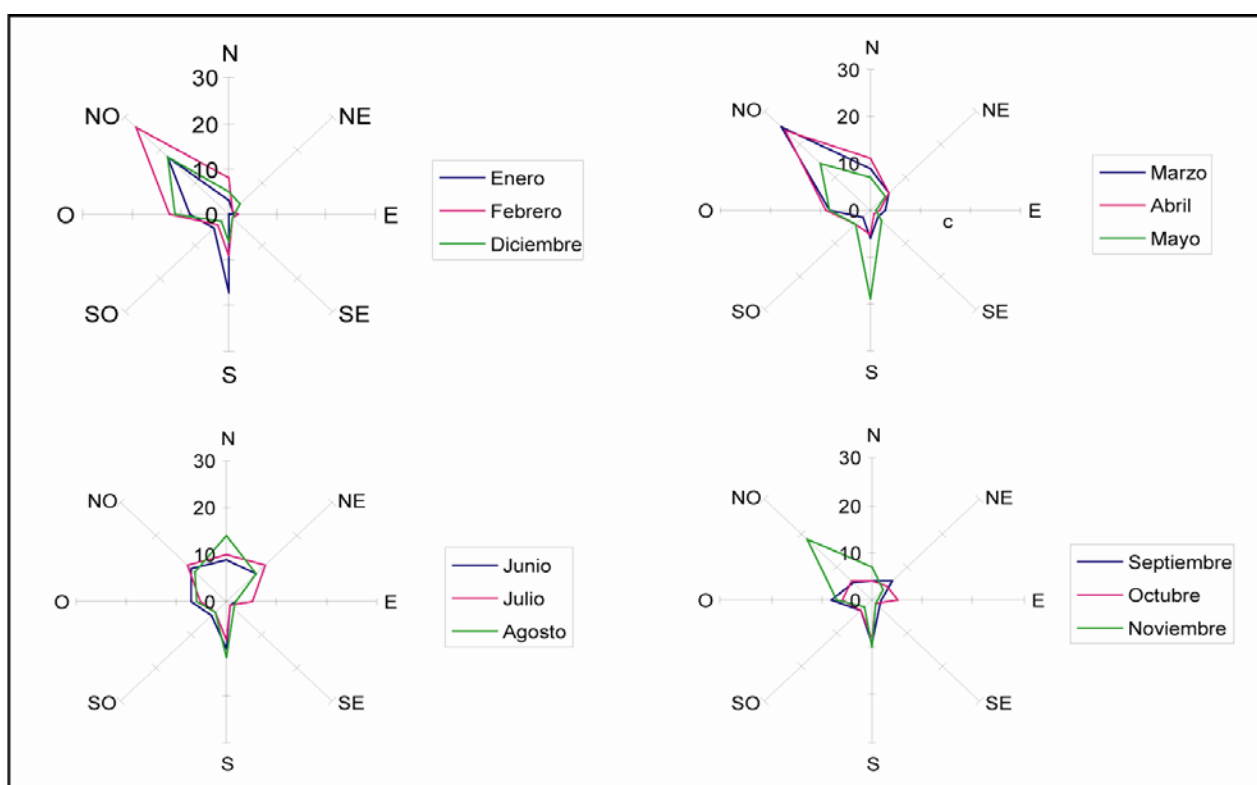


Fig. 1.7. Rosas mensuales de viento en la estación de Soria, en %. Fuente: Mapa Eólico Nacional (INM, 1988).

Tabla 1.1. Valores medios de la velocidad del viento (en nudos) para la estación de Soria, años 1969-74. Fuente: INM (1988)

Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANO
4,0	5,2	4,8	5,0	4,6	3,4	3,4	3,6	2,6	3,6	3,6	4,0	4,0

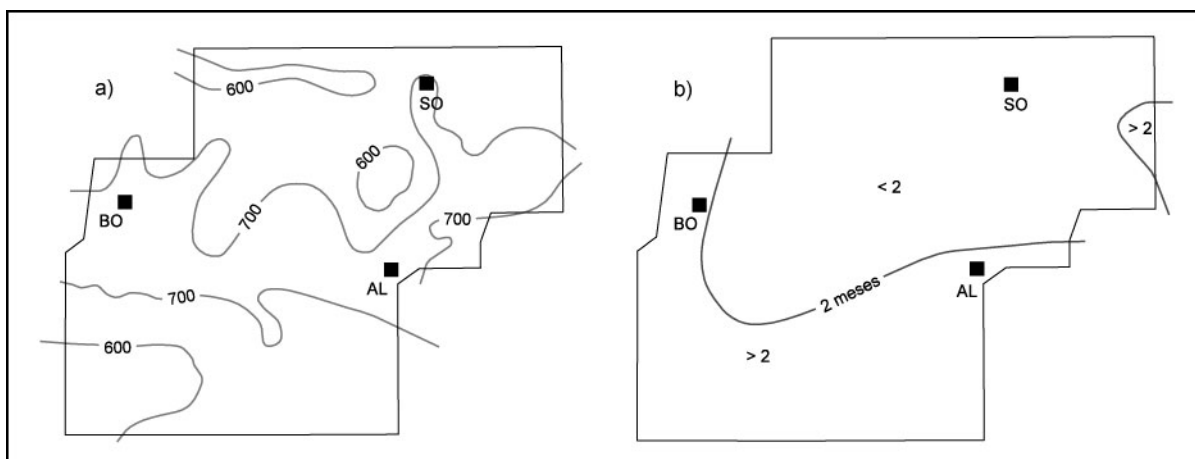


Fig. 1.8. a) Evapotranspiración potencial (en mm) y b) duración del período seco (en meses/año).

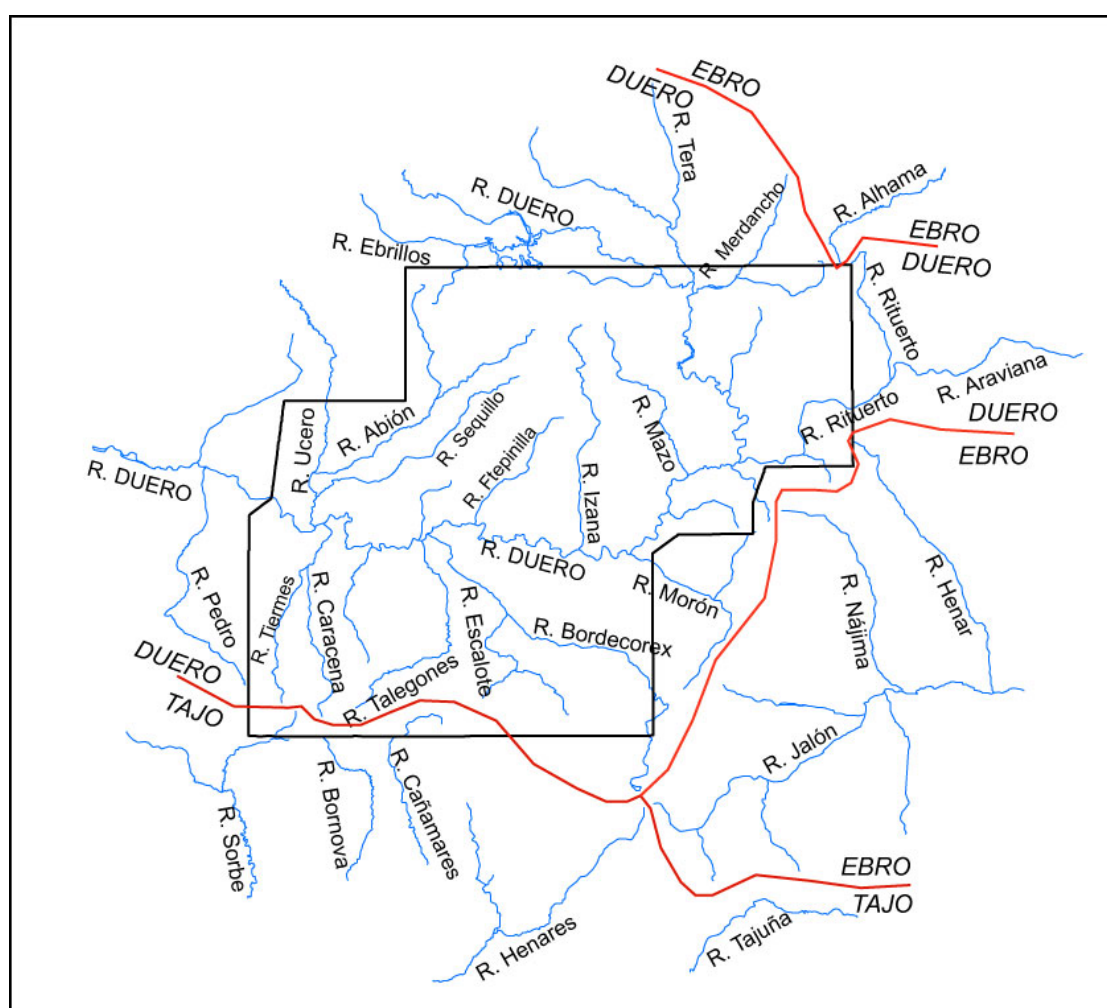


Fig. 1.9. Red hidrográfica principal de la región.

1.5. HIDROGRAFÍA

Excepto una pequeña porción del borde meridional, que coincide con la provincia de Guadalajara y pertenece a la cuenca del Tajo; así como apenas un par de km² en el extremo

E en la cabecera del río Henar (afluente del Jalón) y del Alhama en la esquina NE, ambos correspondientes a la del Ebro, la zona se encuentra en la **cuenca alta del Duero**, río pe-

ninsular mayor que nace escasos kilómetros al N en los picos de Urbión. A éste afluyen otros ríos menores (Fig. 1.9), cuyas subcuencas entran en muchos casos en su totalidad en el área de estudio. Entre ellos cabe destacar el Gollmayo, Mazo, Izana, Fuentepinilla, Bayubas, Aviión y Ucero por la margen derecha; y el Tera, Merdancho, Rituerto, Morón, Escalote, Caracena y Tiermes, por la izquierda.

A excepción del propio Duero, el Tera y el Merdancho, que nacen en las montañas del norte (Cameros) y presentan un régimen pluvionival, el resto de los ríos presenta dos tramos bien diferenciados: uno alto, de carácter

kárstico, en los macizos calizos de los bordes de media montaña donde nacen; y otro de campiña, al atravesar los terciarios de cuenca hasta unirse con el Duero.

El resto de la red fluvial lo componen pequeños arroyos en general esporádicos, con densidades de drenaje más bien bajas debido a la extensión que alcanzan unos páramos y rampas prácticamente arreicos o a la degradación del relieve en las campiñas más bajas. Densidades mayores se pueden observar en el sector de la Tierra del Burgo, donde la red aparece algo más encajada en materiales detríticos sueltos.

1.6. VEGETACIÓN Y USOS DEL SUELO

En la zona se pueden reconocer los siguientes grupos de series de vegetación potencial (RIVAS, 1987; LÓPEZ-CADENAS *et al.*, 1990; GONZÁLEZ PARRA *et al.*, 1991):

Serie supramediterránea castellano-maestrazgo-manchega, basófila, de la encina (*Junipero thuriferae-Querceto rotundifoliae*). Encinar seco y subhúmedo en sustratos básicos, distribuido por toda la zona, al presentarse por debajo de los 1.400 m de altitud. La orla del bosque está formada por la misma comunidad con porte de matorral, y la etapa de degradación corresponde a un espliegar-tomillar.

Serie supramediterránea, maestrazgo-ibérico-alcarreña de la sabina albar (*Junipero hemisphaerico-thuriferae*). Aparece esencialmente en las parameras del norte, sustituyendo a los encinares. Bosques abiertos dominados por la sabina en el estrato arbóreo y el enebro en el arbustivo. El herbáceo suele estar poco desarrollado. La degradación conduce a un tomillar. El sabinar es una de las grandes singularidades del área, hasta el punto de que en Calatañazor se ha declarado espacio natural.

Serie mesosupramediterránea castellano-maestrazgo-manchega, basófila del quejigo (*Cephalanthero longifoliae-Querceto fagineae*). Alterna con el encinar, en especial so-

bre sustratos calcáreos y de arcillas de descalcificación. Presenta como orla arbustos espinosos, y se degrada a espliegar-tomillar.

Serie supramediterránea ibérico-soriana húmeda, acidófila del roble melojo (*Festuco heterophyllae-Querceto pyrenaicae*). Robledal sobre suelos ácidos y propio de umbrías; se presenta sobre los sedimentos detríticos cretácicos (facies Weald) de la cuenca de Cameros, en el borde norte del área de estudio.

Serie supramediterránea carpetano-ibérico-alcarreña, subhúmeda, del roble melojo (*Luzulo forsteri-Querceto pyrenaicae*). Robledal en enclaves silíceos y umbrías del centro y de la montaña meridional. Buen desarrollo de los estratos arbóreo y arbustivo.

Geoserie riparia sobre suelos arcillosos ricos en bases de chopos y sauces independientes del sustrato (*Populo nigrae-Saliceto neotrichae*) y olmedas en sectores predominantemente calizos (*Aro-Ulmeto minoris*). Bosques de sotos y riberas de los ríos.

Esta vegetación potencial de bosque se encuentra en la mayoría de los casos muy alterada por la puesta en cultivo, las repoblaciones forestales y otros usos, de modo que en la actualidad nos encontramos con una distribución de usos expuesta en la Fig. 1.10, generada a partir de los mapas de usos y cultivos de la base de datos Corine Land Cover de 1990.

Entre ellos cabe destacar (MINISTERIO DE AGRICULTURA, 1983-85):

Cultivos de regadío y huertas: Muy parcelados y localizados en las vegas de los ríos y en las inmediaciones de los pueblos, como típicos huertos familiares de hortalizas, legumbres y frutales. Sólo en sectores con infraestructuras de importancia en la vega del Duero (canales de Almazán o Inés, al S de Burgo de Osma), se encuentran fincas de cierta extensión.

Labor de secano: Sobre distintos tipos de sustrato, pero en general con cierta profundidad del suelo y en topografías favorables. Su principal aprovechamiento es el cereal (cebada y trigo), con algunos almendros e incluso viñedos en las zonas más bajas que siguen en la actualidad una tendencia de franca recesión.

Praderas: Terrenos que por la elevada humedad y profundidad del suelo permiten el desarrollo de gran cantidad de herbáceas para aprovechamiento ganadero, con algún riego ocasional. Son muy escasas.

Pastizal: Antiguos terrenos de labor en laderas abandonadas, vaguadas y lugares donde la humedad es mayor, con aprovechamiento ganadero. Principalmente gramíneas y en menor proporción leguminosas, que se agostan durante los meses cálidos. A los pastizales más o menos tradicionales del N de la zona de estudio hay que sumarle las áreas del S, consecuencia del abandono de cultivos.

Matorral: Abundante en las zonas más elevadas y de menor uso, reducido a un pastoreo ocasional. Consecuencia de la deforestación, ocupan zonas muy desfavorables, degradadas, de pendientes moderadas a fuertes y sobre suelos esqueléticos; de ahí su importancia en el control de la erosión. El matorral consiste en

genista, tomillo, lavanda, jara, ericáceas, enebro, etc. En algunos sectores, como en la cuenca del río Caracena, se tiende a su repoblación con especies arbóreas.

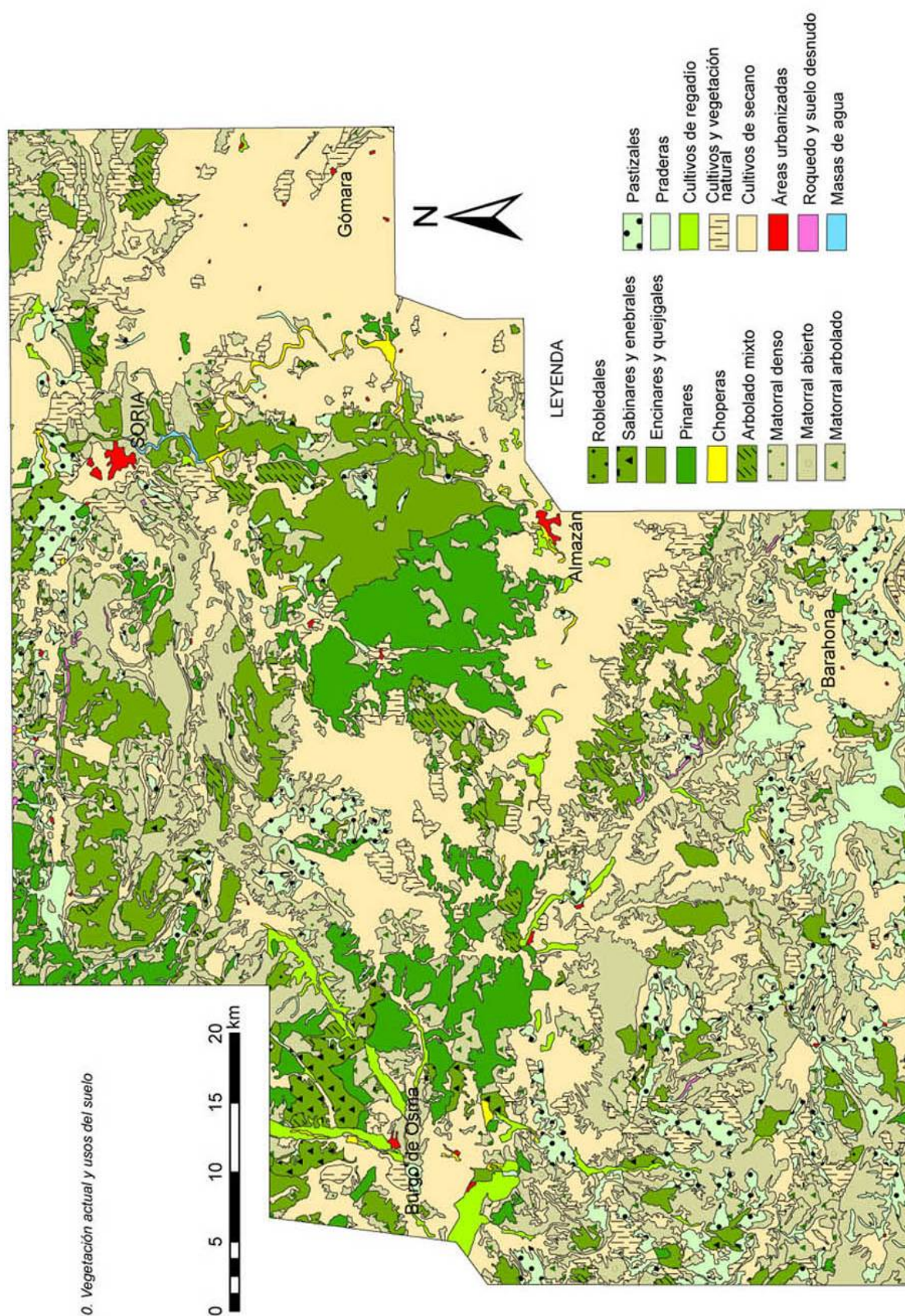
Pinares: Masas naturales o repoblaciones en general muy antiguas que ocupan grandes manchas en la mitad N de la zona, en Almazán-Burgo de Osma y en las estribaciones meridionales del área de pinares de Urbión. Generalmente masas puras de *Pinus pinaster* y *P. Sylvestris*, si bien aparecen en forma de *arbolado mixto* combinado con roble.

Robledales, encinares y quejigales: Predominan las masas mixtas de los tres tipos, con porte arbustivo debido a la acción antrópica. Su tradicional aprovechamiento de leñas casi ha desaparecido, por lo que ahora cobra gran importancia su función ambiental, como es la protección contra la erosión.

Sabinars: Asentados sobre suelos calizos, pedregosos, bien drenados y de escasa profundidad, debido a la adaptación de esta especie a las situaciones climáticas y edáficas más adversas. Predominan en el área de los Llanos de Calatañazor y la sierra de Cabrejas, constituyendo masas de porte arbóreo, puras o asociadas al enebro aunque siempre abiertas, y representan las de mayor importancia de la península. En muchas otras zonas aparecen con porte arbustivo y asociados con pinos y *Quercus*.

Choperas: Naturales o más bien de repoblación, adquieren cierta continuidad a lo largo de los ríos principales.

Áreas improductivas: Escasas, corresponden a los núcleos urbanos, masas de agua y canteiras, así como los escarpes más pronunciados de roca viva de las sierras.



1.7. SUELOS

En lo relacionado con los procesos edáficos, el clima resulta relativamente uniforme en toda la región (PALOMAR y HERNANDO, 1984), caracterizado por un régimen térmico **mésico** (excepto las montañas más altas, que pueden alcanzar el **críico**) y un régimen de humedad de tipo **xérico**. Por ello, son la litología del sustrato y la geomorfología (pendientes) las que determinan los diferentes tipos edáficos potenciales. Sin embargo, la vegetación y los usos del suelo por parte del hombre intervienen también en la edafogénesis determinando los tipos de suelos actuales, al igual que por otro lado también son abundantes los suelos relictos o poligénicos, de entre los cuales se pueden destacar los suelos rojos en terrazas fluviales.

En la Fig. 1.11 se presenta un mapa de suelos de la zona sintetizado fundamentalmente a partir del Mapa de Suelos de Castilla y León (FORTEZA *et al.*, 1987), siguiendo la clasificación de la FAO (CARBALLAS *et al.*, 1981, 1990), junto con una pequeña porción del Mapa de Suelos de la Provincia de Guadalajara (GUERRA *et al.*, 1970), cuyas unidades, con una terminología propia en desuso, se han re-interpretado a la clasificación FAO. También se han tenido en cuenta los trabajos locales de IBÁÑEZ (1986), GONZÁLEZ PARRA *et al.* (1991) y GARRIDO (1996).

Conviene decir que aunque existen modificaciones posteriores a la clasificación FAO seguida, éstas introducen una gran cantidad de nuevos horizontes de diagnóstico y complicarían con reclasificaciones realizadas sin la analítica necesaria lo que no deja de ser una mera introducción descriptiva. Así, los tipos edáficos definidos son:

Fluvisol

Suelos jóvenes en los fondos actuales y terrazas más bajas de los valles principales: Duero, Ucero, Izana, Rituerto, Bordecorex, etc., con escaso desarrollo de un perfil AC y un horizonte antrópico A_p en superficie, al

estar casi siempre cultivados. Su material originario son sedimentos modernos no consolidados, con textura en general limo–arcillosa o de arena fina, muchas veces determinada por cambios litológicos u horizontes antiguos enterrados.

La topografía llana, la profundidad útil y la disponibilidad de agua hacen que su principal aprovechamiento sea el regadío. Problemas como las inundaciones y la erosión fluvial pueden considerarse muy disminuidos por la regulación de caudales mediante embalses, si bien el riego y la fertilización constantes pueden provocar problemas de salinización que serán poco importantes en la zona.

Regosol calcárico

Suelos poco evolucionados, procedentes de materiales no consolidados, sin otros horizontes de diagnóstico que un A ócrico. Se presentan principalmente en las cuestas terciarias de los páramos, y en especial en los escarpes calizos sobre glacis y materiales de ladera, o sobre el sustrato arcillo–margoso. Por ello, soportan un grado de erosión elevado en regueros y cárcavas, lo que, junto con el clima semiárido–subhúmedo, impide su evolución. En casos de mayor erosión aparecen asociados a litosuelos e incluso a afloramientos rocosos, mientras que en condiciones de mejor desarrollo aparecen con rendsinas y cambisoles calcáreos de las superficies de los páramos. Es característica su pedregosidad (cantos calcáreos) y la escasez de materia orgánica y nutrientes en las solanas.

Debido a las elevadas pendientes y a los procesos de erosión–acumulación que soportan, no se cultivan y su aprovechamiento aconsejable es el forestal para favorecer el desarrollo de horizontes de humus y su evolución, frente a los pastizales y matorrales que dominan en la actualidad.

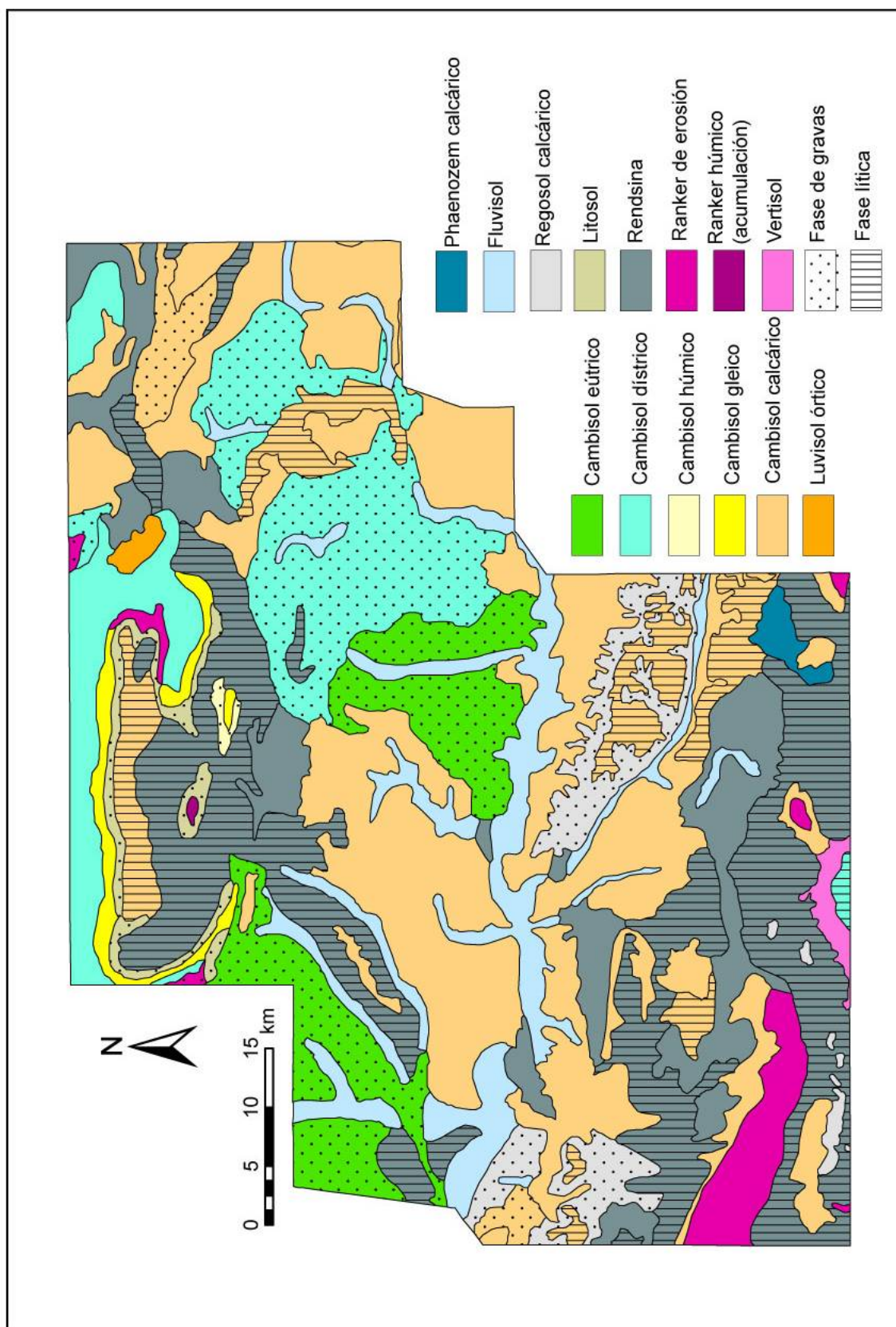


Fig. 1.11. Mapa síntesis de suelos (modificado de FORTEZA et al., 1987 y GUERRA et al., 1970)

Leptosol

Unidad que incluye las antiguas de litosoles, rendsinas y ranker, entre otros. Son suelos limitados en profundidad por una roca dura continua o por material muy calcáreo, o por una capa continua cementada:

Lítico (litosol): Suelos que se reducen a una acumulación de arcilla y cantos, limitados en profundidad por roca continua, coherente y dura, a una profundidad de 10 cm. En principio, se asocian tan sólo a los escarpes más pronunciados, como en los bordes de las sierras de Cabrejas y Pela o en las paredes de cañones alternando con afloramientos rocosos; si bien debido a la deforestación y a antiguos cultivos inadecuados, con la consiguiente erosión, aparecen en muchos otros lugares; incluso gran parte de las parameras calizas, cartografiadas como rendsinas o cambisoles cálcicos en fases líticas, cumplen la condición para ser considerados litosoles por la gran pérdida del material original.

Aparecen cubiertos por matorral y pastos, y su recuperación es muy difícil, debido a la ausencia de material de partida susceptible de edafización.

Réndsico (rendsina): Son suelos medianamente desarrollados a partir de arcillas de descalcificación y sobre material carbonatado, muy pedregosos, ricos en cavidades y de alta permeabilidad (escasa capacidad de retención de agua). Presentan un perfil AC con un A móllico de no más de 50 cm de espesor y contienen CaCO_3 libre en más de un 40%, lo que impide la alteración química. Predomina la textura areno-limosa; la estructura, granular, está bastante desarrollada; y su consistencia es media a fuerte. Alto contenido en materia orgánica: 3–5% en suelos naturales, muy inferior en los cultivados. pH básico, aunque no muy elevado, por la ausencia de sales solubles.

Las rendsinas, concretamente su variedad xérica, se pueden considerar el suelo climácico sobre calizas en clima mediterráneo. En el área se instalan fundamentalmente sobre calizas mesozoicas. Por mayor grado evolutivo pueden presentar una mayor diferenciación de perfiles en A(B)C, y en materiales blandos

(margas o arcillas) pueden desarrollar un C_{Ca} de acumulación. Su vocación es eminentemente forestal, aunque si están muy afectados por la erosión la regeneración es casi imposible, por lo que evolucionan hacia regosoles calcáricos (si hay recarbonatación) o litosuelos. Sólo son aprovechables agrícolaemente en los tramos margosos, al ser mecanizables, retener mejor la humedad y por la constante reposición por el sustrato de las pérdidas por erosión (regosuelos).

Úmbrico (ránker): Suelos con un horizonte A úmbrico de no más de 25 cm de espesor, sin otros horizontes de diagnóstico, desarrollados sobre rocas silíceas ácidas. No pueden ser considerados suelos climácicos, sino una fase cuyo desarrollo está impedido por dos condiciones posibles: erosión o acumulación.

Ránker de erosión: Aparecen en el borde sur, sobre areniscas triásicas del sector Retortillo de Soria y en alguna otra mancha en Barcones o Romanillos de Medinaceli, y en el borde E y O de la sierra de Cabrejas en areniscas y conglomerados cretácicos. Presentan un bajo contenido en materia orgánica, con baja capacidad de cambio y pH ácido. La textura es arenosa o limo-arenosa, con alta permeabilidad. Asociados a litosoles por mayor erosión, y a cambisoles en el caso de mayor desarrollo. Se trata de suelos muy pobres, con dedicación casi exclusiva a bosque y pastos, por la escasa retención de agua. Por el clima de la zona se clasificarían como xeroranker.

Ránker de acumulación: Clasificado por FORTEZA *et al.* (1987) como ránker húmico, se localiza con extensión cartografiable tan sólo en el área semiendorreica de La Cuenca, en los Llanos de Calatañazor, donde la erosión constante de los litosoles que lo rodean y el drenaje deficiente provocan la constante acumulación de materia orgánica y mineral, aunque es de esperar también en áreas coluviales asociadas a los ránker de erosión de partes más altas de las laderas.

Vertisol

Suelos que tienen más del 30% de arcilla en todos los horizontes hasta una profundidad mínima de 50 cm. Al menos parte de estas

arcillas son de tipo esmectítico, esto es, expandibles por los ciclos de humectación y desecación, por lo que desarrollan fisuras. Aunque la textura requiere de un laboreo especial y difícil, sus condiciones químicas son favorables para el cultivo: pH y capacidad de cambio catiónico elevados.

En la zona se presentan suelos de carácter vértico en las arcillas yesíferas triásicas del borde S, cuya salinidad también influye en sus propiedades. De perfil AC, la humificación es escasa y la materia orgánica se limita normalmente a raicillas.

Por las características comentadas, son suelos fundamentalmente agrícolas, máxime teniendo en cuenta las escasas posibilidades de los suelos circundantes. Tienen gran tendencia a erosionarse en forma de cárcavas profundas y son de muy difícil recuperación.

Phaenozem

Suelos con un horizonte A mólico y sin horizonte cálcico. De color oscuro, ricos en materia orgánica, aunque sin propiedades hidromórficas ni alta salinidad. Aparecen cartografiados por FORTEZA *et al.* (1987) únicamente sobre areniscas silíceas cretácicas y miocenas del área endorreica y semiendorreica de Barahona, en su variedad calcárica; esto es, con presencia de CaCO_3 .

Cambisol

Suelos con horizonte B cámbico y ningún horizonte de diagnóstico más que un A ócrico o úmbrico, un horizonte cálcico o uno gípsico. Son los que ocupan mayor extensión en la zona, tanto en calizas terciarias como en campiñas o terrazas, y en materiales muy variados: areniscas, conglomerados, calizas... En general, poco evolucionados, muy pobres en materia orgánica y mediocres para el cultivo. Se distinguen diversos tipos:

Cambisol dístrico: Suelos ácidos con bajo hasta regular contenido en bases. Sobre terrazas y detríticos silíceos miocenos y en las areniscas y conglomerados cretácicos de la cuenca de Cameros, al N. Sostienen las masas

de pinar de Almazán y Urbión, así como praderas, encinares y robledales en la Tierra del Burgo. Perfiles AB_tC, en ocasiones C_{Ca}. Frecuentes procesos de gleización en áreas planas o deprimidas.

Cambisol húmico: Suelos en general ácidos y débil a regularmente saturados. Tan sólo aparecen en una pequeña área deprimida sobre paleógeno en los Llanos de Calatañazor.

Cambisol gleico: Suelos de pradera del reborde montañoso de la sierra de Cabrejas, sobre areniscas de Utrillas y glaciis.

Cambisol calcárico: Suelos débilmente ácidos, neutros hasta alcalinos, con buena reserva de bases y elevado porcentaje de saturación. Su alto contenido en carbonato hace que la destrucción de la materia orgánica sea rápida, por lo que son pobres en humus, y está impedida la formación de arcillas por el elevado pH. Se dan en páramos calizos miocenos y rampas en conglomerados calcáreos, en fase lítica por intensa erosión, muy pedregosos, asociados a rendsinas y litosuelos, y en campiñas terciarias también con fuerte erosión al estar dedicados en la actualidad o haber sido dedicados en el pasado casi en exclusiva al cultivo de secano. El perfil suele ser A_pC, con un frecuente C_{Ca} en forma de costras y nódulos en áreas con mayor contenido en carbonato. En fondos de dolina pueden presentar además rasgos de hidromorfismo.

Luvisol

Suelos con un B_t argílico con un grado de saturación superior al 50%, al menos en una profundidad de 125 cm. Presentan en general textura franco-arcillosa, pH de unos 7,5 y escaso contenido en materia orgánica. Se forman en climas de precipitaciones medias o bajas que dificultan el lavado de bases y topografías llanas que permiten el lavado vertical y la migración de arcillas. En la zona se presenta la variedad órtica sobre terrazas altas, en una pequeña mancha cerca de Soria capital.

Arenosol

Suelos que se dan en extensiones no cartografiables a la escala de representación sobre los escasos depósitos eólicos arenosos existentes. Son suelos poco evolucionados por la re-

sistencia de las arenas a la edafización, aunque al tratarse de depósitos de cierta antigüedad desarrollan en muchos casos horizontes B_t y C_{Ca} más o menos definidos o incipientes.

1.8. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

La cuenca de Almazán no ha recibido en absoluto la necesaria atención por parte de geólogos y geomorfólogos y ha permanecido casi por norma como un terreno sin abordar, al que todo lo más se extrapolaban los conocimientos que se tenían sobre la cuenca del Duero o sobre las cuencas interiores de la Cordillera Ibérica.

No obstante, y aunque en los últimos tiempos está siendo objeto de diversos estudios sectoriales, los escasos antecedentes se pueden dividir en las tres etapas descritas por GUTIÉRREZ ELORZA (1994) para los estudios de geomorfología en España:

1.8.1. Etapa precursora.

Se podría fijar hasta los primeros años del siglo XX. En ella se dan sobre todo los primeros estudios sistemáticos de la Comisión del Mapa Geológico, muy generales y de ámbito regional.

El primer trabajo de interés sería el de ARÁNZAZU (1877), con una descripción geológica de afloramientos en Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. Realiza además una descripción orográfica e hidrográfica, aunque no se puede hablar estrictamente de un antecedente geomorfológico.

PALACIOS (1879, 1890) realiza en el NO de Guadalajara y en Soria una síntesis de los conocimientos geológicos, agrológicos y mineros de la época, entre los que se encuentran descripciones detalladas de las formaciones estratigráficas, así como de geografía física. Incluye una primera cartografía geológica provincial. Dentro de estos mismos trabajos de la Comisión, PALACIOS y SÁNCHEZ LOZA-

NO (1885) describen por primera vez en España las facies detríticas mesozoicas de Cameros (Weald). Estas obras son recogidas posteriormente por MALLADA (1907, 1911) en su explicación del Mapa Geológico de España.

El Neógeno recibió escasa atención. De hecho, en su estudio sobre el Mioceno de Palencia, HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1915) hace una introducción general donde habla del Duero y sus bordes, así como de las cuencas de Burgos y Ciudad Rodrigo, pero no hace ninguna mención a la de Almazán. Realiza además una descripción de las relaciones estratigrafía-fisiografía: los *páramos* calizos, surcados por valles; *cuestas* margosas y arcilloyesíferas; y *campiñas* areno-arcillosas de la Tierra de Campos. No obstante, algún tiempo después PÉREZ DE PEDRO (1925) realiza un buen estudio al O de Recuerda y Gormaz hasta el límite con la provincia de Burgos, donde empieza a señalar los diferentes matices que presenta el terciario de la Meseta en distintos puntos, frente a un concepto mucho más uniforme que se tenía hasta entonces.

El mismo PÉREZ DE PEDRO (1922) hace una descripción fisiográfica de ciertas formas de erosión en las cuestas de los páramos calizos en la zona anterior, en lo que se podría considerar el primer trabajo “geomorfológico” exclusivo de la región.

1.8.2. Etapa de transición.

A partir aproximadamente de la década de 1930 se desarrollarían trabajos mucho más

especializados, aunque bastante carentes de continuidad y conexión entre sí.

En el período 1927-1935 aparecieron una serie de monográficos alemanes sobre la geología y la estructura del Mediterráneo occidental, los conocidos como “Escuela de Stille”, al ser este autor su coordinador. Entre los que hacen referencia al sector cabe destacar los de LOTZE (1929), RICHTER (1930) o RICHTER y TEICHMÜLLER (1932). Se ocupan fundamentalmente del Paleozoico y Mesozoico, así como de las relaciones tectónica-sedimentación, aunque describen también el mioceno de la cuenca central (Almazán) e incluso sus relaciones con las superficies erosivas, aspecto este último en el que se centró BRINKMANN (1932). Aportaron unos modelos evolutivos que a pesar de su difícil eco por publicarse en alemán, marcaron en gran medida los estudios posteriores.

FALLOT (1931) realiza un estudio muy detallado de la estratigrafía del Cretácico superior en Picofrentes, al O de Soria capital, que se ha terminado estableciendo como serie tipo del Cretácico superior en el centro de la Península.

También desde la geología general se tienen los **mapas geológicos** de la primera serie del IGME a escala 1:50.000, que cubrieron apenas unas hojas de los bordes: KINDELÁN *et al.* (1931) en Atienza (433) y CASTELL y DE LA CONCHA (1956, 1959) en Barahona (434) y Arcos de Jalón (435), de la montaña meridional.

En el borde N, y dentro de estos trabajos, RÍOS (1942) describe el jurásico de Las Fraguas y CANTOS (1946) el cretácico de La Cuenca. Las hojas de este borde fueron Fuentearmegil (hoy San Leonardo, 348) y Cabrejas del Pinar (349), de RÍOS *et al.* (1956a, b). La hoja de Soria (350) quedó en estado avanzado, pero no se llegó a publicar. En ninguna de estas hojas se habla de la geomorfología. Todo lo más, se limitan a una descripción física aunque sin interpretar el paisaje desde un punto de vista científico.

En cuanto a la **Geomorfología**, nos encontramos con que en las obras de referencia de la

época como las de HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932-34, 1955-56) o SOLÉ (1952), tratados de geografía física, agronomía y climatología de la Península, la región recibe un tratamiento breve, lo contrario a otras zonas como La Mancha o las penillanuras occidentales y Extremadura.

Trabajos más concretos en su temática y centrados en el área son los de HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1932a) y BIROT (1933) en el sector de enlace Sistema Central-Cadena Ibérica.

SCHWENZNER (1936) realiza un estudio regional que, aunque con gran carga fisiográfica, plantea también, y ésta es su principal aportación, un primer modelo evolutivo para las superficies de erosión de la España central, principalmente el Sistema Central y sus bordes meseteños, aunque incluye también parte de la Ibérica castellana hasta el borde de Arcos de Jalón (mitad meridional de nuestra zona de estudio). De gran valor incluso hoy día, contiene además la primera y durante décadas única cartografía geomorfológica.

HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1928, 1932b) fija los conocimientos de la época respecto al sistema fluvial del río Duero, con trabajos en las terrazas en el sector de San Esteban de Gormaz y la evolución de la red en Soria, con la idea de un Duero anteriormente mediterráneo y un codo de captura en Gómara.

Desde la década de 1950, el ingeniero de caminos Clemente Sáenz García publica una serie de trabajos sobre geomorfología, estratigrafía, paleontología y espeleología provinciales en la revista Celtiberia, con una fuerte componente naturalista y divulgativa aunque no exentos de rigor y aportaciones muy valiosas (SÁENZ GARCÍA, 1951, 1952, 1953, 1954a, b, 1955, 1957a, b, c, 1958, 1960, 1970).

SÁNCHEZ DE LA TORRE (1963), en un trabajo más bien estratigráfico del mesozoico y terciario del borde de Arcos de Jalón, establece también relaciones morfológicas con las superficies de erosión y las asimetrías del valle del Jalón, siguiendo ideas ya más próximas a los conocimientos actuales.

1.8.3. Etapa actual.

De desarrollo pleno y sistemático de los conocimientos por diversas universidades y organismos, comenzaría aproximadamente con la década de 1970. Precisamente por ser los estudios que establecen las ideas actuales respecto a la geología de la región y por su gran número, serán expuestos y analizados a lo largo de este trabajo en los capítulos correspondientes. Baste por ello una descripción sucinta hablando en primer lugar de los estudios y cartografías sistemáticos de la serie Magna, la mayor parte de los cuales incluyen además un esquema geomorfológico a escala 1:100.000.

En cuanto a la **estratigrafía**, el mesozoico ha sido objeto de estudio en la UCM y el IGME (HERNANDO, 1977; GARCÍA GIL, 1990; GÓMEZ y GOY, 1979; CLEMENTE y ALONSO, 1988, 1990; GARCÍA HIDALGO *et al.*, 1997).

El terciario ha sido estudiado principalmente en la Universidad de Salamanca: GUIADO *et al.* (1988), ARMENTEROS *et al.* (1989), RAMOS *et al.* (1989), RAMOS y ALONSO (1990), ARMENTEROS y BUSTILLO (1996), VARAS *et al.* (1999), o la síntesis reciente de ARMENTEROS *et al.* (2002), así como el trabajo extranjero de BOND (1996).

De la **tectónica** de la Cordillera Ibérica y su borde aragonés con Almazán se han encargado generalmente investigadores de la Universidad de Zaragoza, cuyo conocimiento se encontraría sintetizado en la Tesis doctoral de MAESTRO (1999); no obstante, el sector de enlace con el Sistema Central fue anteriormente estudiado por CAPOTE *et al.* (1982) y VICENTE (1988), y la estructura profunda de la cuenca por REY (2001), de la UCM.

En **Geomorfología** se cuenta ya con una serie de trabajos regionales de las zonas aledañas, muchos de ellos con cartografías, las primeras desde SCHWENZNER (1936).

En GARCÍA MERINO (1968), un trabajo geográfico regional sobre el Burgo de Osma, se aprecian ya metodologías e ideas modernas al hablar de geología y geomorfología.

GLADFELTER (1971), de la Universidad de Chicago, estudia el Alto Henares, región puesta al día más recientemente por BENITO CALVO (1997).

ANTÓN (1985) se encarga de la geografía física de la sierra de la Demanda, CASCOS (1987), de la de Pradales y VÁZQUEZ HOEHNE (1994) de la paramera de Sigüenza.

En la Universidad de Zaragoza se ha investigado fundamentalmente el borde Almazán-Ibérica aragonesa (PELLICER, 1984; ECHEVERRÍA, 1988), así como la región de Gallo-canta (GRACIA, 1990).

En SANZ (2001) se recoge una síntesis de anteriores trabajos del autor sobre diversos aspectos de las montañas de Urbión, Cebollera y Cabrejas, en especial el karst y la geología del Cuaternario, divulgativo aunque muy riguroso en cuanto al contenido.

Son en cambio muy pocos los trabajos geomorfológicos de temática específica.

SÁENZ RIDRUEJO y ARENILLAS (1974) estudian los deslizamientos de ladera en las formaciones del keuper y el jurásico.

En el sistema fluvial, HOYOS *et al.* (1973, 1974) estudian desde el punto de vista mineralógico las terrazas del Duero, abordadas más ampliamente por DELGADO (1988), así como en trabajos de preparación de esta Tesis (RODRÍGUEZ GARCÍA y PÉREZ-GONZÁLEZ, 2002; PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2005). FERNÁNDEZ *et al.* (2004) estudian la morfometría de la red de drenaje en gran parte de la cuenca.

Las superficies de erosión han sido estudiadas por GRACIA *et al.* (1990). Conclusiones relacionadas con estas superficies y la historia tecto-sedimentaria se han expuesto previamente a esta Tesis en RODRÍGUEZ GARCÍA y PÉREZ-GONZÁLEZ (2005).

Aspectos paleobotánicos y paleoclimáticos del Cuaternario han sido expuestos por MENÉNDEZ (1975), GARCÍA ANTÓN *et al.* (1994) o LÓPEZ GARCÍA y LÓPEZ SÁEZ (1996).

Finalmente, respecto a uno de los grandes temas de este trabajo como son los **suelos**, se han recogido en el mapa de suelos de Castilla y León, estudio regional de FORTEZA *et al.*

(1987). Otros más focalizados espacialmente son los de GONZÁLEZ PARRA *et al.* (1991) en el sector central soriano, y CARRAL *et al.* (1993) en el área de Pinares de Almazán.

En cuanto a la **erosión**, cabe citar el mapa de estados erosivos de la cuenca del Duero (LÓ-

PEZ CADENAS *et al.*, 1990) como aproximación regional, y los locales de THORNES (1975, 1976), CASERMEIRO (1995), GARRIDO (1996) o el de ASFOSO (2002), con aplicación del modelo MUSLE en el sector de la Cuerda del Pozo.

2. ENCUADRE GEOLÓGICO

2.1. MARCO GEOLÓGICO, ESTRUCTURAL Y GEOMORFOLÓGICO

Dadas sus relaciones con los dominios morfoestructurales circundantes, el estudio de la Cuenca de Almazán se ha planteado tradicionalmente desde dos puntos de vista: como una prolongación al SE de la Cuenca del Duero, o como una cuenca interior y relativamente independiente relacionada con la evolución de la Cordillera Ibérica. Para una correcta y completa comprensión de su historia evolutiva, se planteará aquí el análisis según ambas visiones; esto es, con una primera aproximación desde la Cuenca del Duero y otra desde la Cordillera Ibérica.

2.1.1. La Cuenca del Duero.

Estructura y estratigrafía.

Según la división estructural de la Península Ibérica de JULIVERT *et al.* (1974), es una de las *depressiones terciarias de la Meseta*, cuenca intraplaca que ocupa en concreto la Submeseta Norte, con unos 30.000 km² de superficie y una evolución controlada por la dinámica alpina del Mediterráneo occidental. Se comenzó a individualizar en el Paleoceno con la elevación de la Bóveda Manchego-Castellana (PORTERO y AZNAR, 1984), precursora del actual Sistema Central. En el Eoceno se generó un macizo central elevado que separó ya las cuencas del Duero y Tajo, las cuales se empezaron a rellenar con sedimentos fundamentalmente continentales: un Paleógeno plegado y aflorante tan sólo en algunos bordes, y un Neógeno tabular como megaciclo dominante en superficie.

Sus bordes N y S vienen marcados por fallas de tipo inverso que produjeron la elevación de la Cordillera Cantábrica y el Sistema Central. El borde O, con el Macizo Ibérico, se considera eminentemente pasivo, mientras que el borde E está limitado por fallas inversas de escaso desplazamiento horizontal con el macizo de Cameros-Demanda (SANTISTEBAN *et al.*, 1996). Desde el punto de vista del relleno terciario se muestra marcadamente asimétrica, pues sus espesores rondan en torno a los 400

m en los bordes O y S, también pasivos de manera dominante, mientras que en los bordes N y E pueden superar los 3000 m (ARMENTEROS *et al.*, 2002).

La **Cuenca de Almazán** corresponde a una de las subcuencas que ocupan tres de sus cuatro esquinas (Fig. 2.1) y que suponen pequeñas prolongaciones de la cuenca principal, cada una con su propia historia evolutiva y sedimentaria. Las otras dos son la Fosa de Ciudad Rodrigo, al SO, y el Corredor de la Bureba al NE.

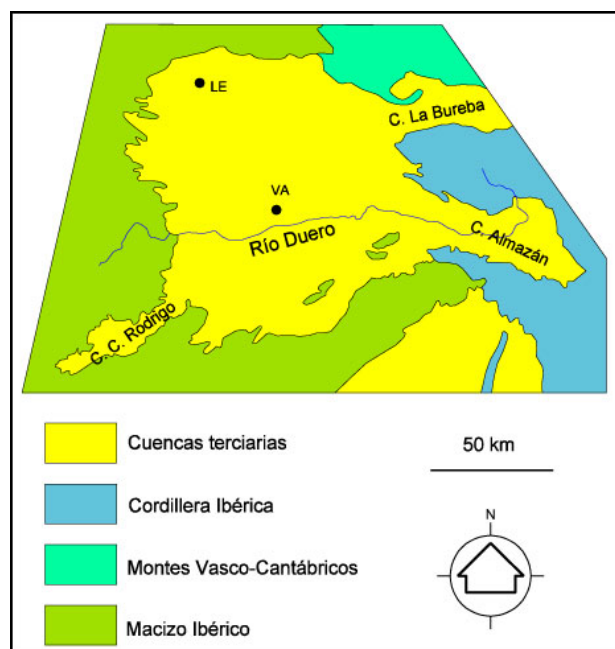


Fig. 2.1. La cuenca del Duero y sus subcuencas y marcos montañosos.

Geomorfología.

La Cuenca del Duero, incluida Almazán (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1994), presenta en su conjunto un carácter de altiplanicie definida por superficies de erosión (páramos y rampas de sierra) y "rañas", en las que se instala una red de drenaje cuyo colector principal es el río Duero, que atraviesa la cuenca en sentido E-O y la separa en dos mitades de área similar. Junto con sus afluentes principales (Esla, Pisuerga y Carrión al N; Adaja, Eresma y Tormes al S), ha ido dejando un elevado número de terrazas fluviales escalonadas. Con

el encajamiento del conjunto de la red fluvial se han definido también relieves de tesos y resaltes estructurales en capas duras, así como relieves alomados en forma de campiñas en detríticos areno-arcillosos.

2.1.2. La Cordillera Ibérica.

Estructura y estratigrafía.

A pesar del gran espesor de los sedimentos mesozoicos dominantes y de existir zonas de intensa deformación, ni la evolución sedimentaria (en un aulacógeno) ni el estilo tectónico son los propios de una cordillera alpina s.s. sino de una cadena intraplaca, a lo que se añade la falta de metamorfismo y magmatismo alpinos. Por ello, JULIVERT *et al.* (1974) la consideran *una cadena de tipo intermedio*.

Presenta un estilo tectónico general en pisos, o de *zócalo* y *cobertera* (JULIVERT *et al.*, 1974; VICENTE, 1988): Sobre un *zócalo* varisco se dispone un *tegumento* que incluye el Pérmico y el Buntsandstein-Muschelkalk y que se compartimenta en bloques divididos por fracturas. El Keuper actuará durante la orogénesis alpina como nivel de despeigue, con lo que el Jurásico-Cretácico constituye una *cobertera despegada*, ligeramente cabalgante sobre las cuencas que la bordean y afectada por pliegues

y fracturas en dirección preferente NO-SE de adaptación a los movimientos del zócalo.

Según SIMÓN (1990), se puede dividir en las siguientes unidades estructurales (Fig. 2.2):

Macizos montañosos: consecuencia de la elevación alpina.

- Macizo de Cameros-Demanda.
- Rama Aragonesa y su prolongación en el macizo de Gúdar-Maestrazgo.
- Rama Castellana, y su prolongación en la Ibérica central (Albarracín y Serranía de Cuenca).
- Sector levantino (macizos de Javalambre, Espadán y Calderona).
- Sierra de Altomira.

Cuencas interiores terciarias: Tradicionalmente consideradas fosas neógenas de origen distensivo (MOISSENET, 1989; CORTÉS y SIMÓN, 1997), un modelo más actual las considera formadas en un contexto compresivo o de desgarre, al restringir la distensión neógena de importancia al Surco de Valencia (CORTÉS y CASAS, 2000).

- Calatayud-Montalbán.
- Jiloca.
- Alfambra-Teruel-Mira.
- Sarrión-Mijares.

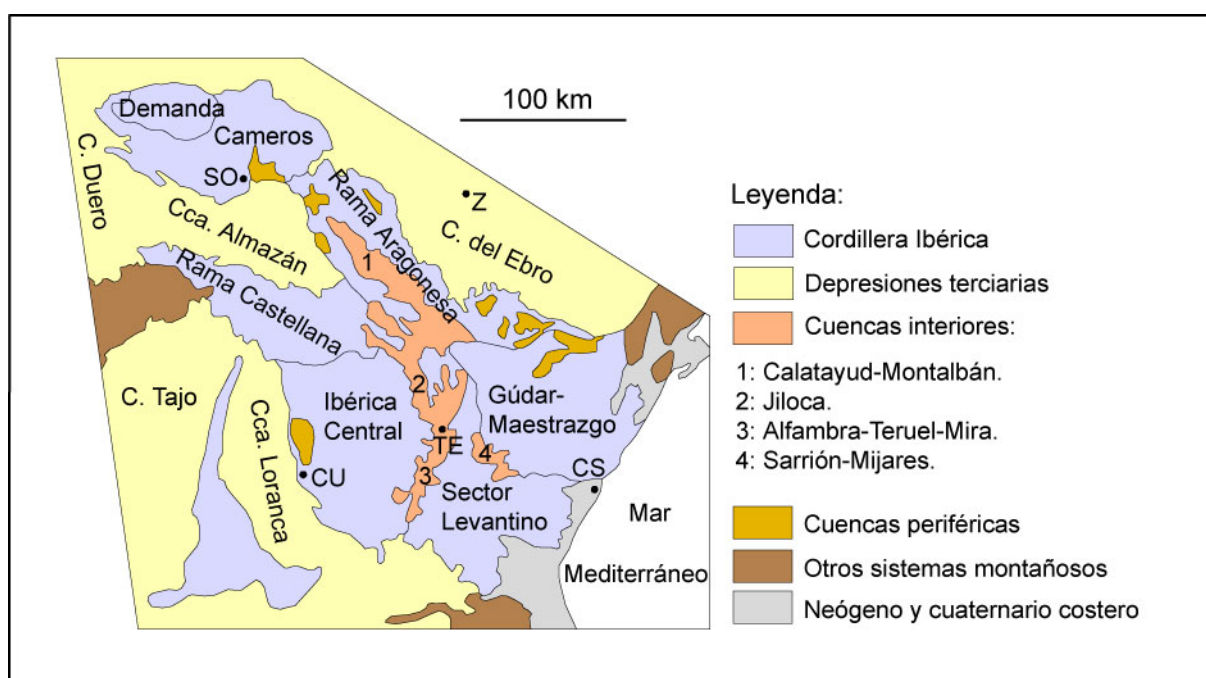


Fig. 2.2. Unidades estructurales de la Cordillera Ibérica y áreas adyacentes.

Depresiones terciarias, conectadas al menos cartográficamente a las dos grandes depresiones de la Meseta peninsular:

- Loranca o Depresión Intermedia (adosada al Tajo, entre la Rama Castellana en la Serranía de Cuenca y la Sierra de Altomira).
- **Almazán** (adosada al Duero, entre la Rama Castellana, la Rama Aragonesa y Cameros-Demanda).

A este esquema se puede añadir una serie de *cuencas intramontañosas periféricas*, que constituyen áreas de transición entre las grandes cuencas terciarias y la Ibérica s.s. Su existencia, al menos en el caso de las relacionadas con la cuenca de Almazán, está condicionada según GUIMERA *et al.* (2000) por una tectónica de movimientos verticales de bloques a modo de pequeños *pop-ups*. Se presentan rellenas por materiales neógenos y glaci detríticos pliocuaternarios, y suelen presentar conexión cartográfica con las cuencas mayores al menos para las unidades finales del Neógeno. Como ejemplo se pueden nombrar:

- Numancia-Tartajo (borde S de Cameros-Demanda), Noviercas o Cañada Hermosa (borde O de la Ibérica aragonesa), con la Cuenca de Almazán
- Muniesa, Villarroya, Andorra, Mas de las Matas o Aguaviva, con la Cuenca del Ebro.
- Zarzuela, con la Cuenca de Loranca.

Geomorfología.

Su configuración geomorfológica viene dada en esencia por una serie de superficies de erosión terciarias en forma de *piedmonttreppe* o escalera de piedemonte (GUTIÉRREZ ELORZA y PEÑA, 1994), elaboradas en su mayor parte sobre rocas carbonáticas mesozoicas y terciarias, consecuencia de movimientos tectónicos alpinos. De modo que tampoco desde el punto de vista geomorfológico se presenta como una cordillera, sino más bien como una *meseta elevada* respecto a las cuencas que la rodean. Sobre esas superficies casi siempre en carbonatos se desarrollan sistemas kársticos con campos de dolinas y poljes, y se encaja de manera neta la red fluvial cuaternaria.

Tan sólo la unidad de Cameros-Demanda, muy activa tectónicamente, presenta una configuración distinta: una serie de alineaciones montañosas en las que apenas se pueden reconocer restos de superficies de erosión y en la que existe un predominio de las formas estructurales de relieve plegado o monoclinal e incidido por la red fluvial (sierras, crestas estructurales, *hog-backs*).

2.1.3. La Cuenca de Almazán.

La Cuenca de Almazán es una cuenca terciaria relativamente pequeña, generada durante las etapas compresivas del Paleógeno. Sus dimensiones oscilan entre 30 y 55 km de ancho y 115 km de longitud, con un área de unos 4200 km² de materiales terciarios y elongada según un eje NO-SE. Sus márgenes se presentan definidos por direcciones conjugadas NE-SO y NO-SE (BOND, 1996); si bien el sector occidental objeto de este estudio se orienta según direcciones arqueadas más próximas a E-O.

Los **modelos tectónicos** más recientes (GUIMERA *et al.*, 1995; MAESTRO, 1999; CASAS *et al.*, 2000; GUIMERA, 2004) la consideran en su conjunto como una cuenca de *piggyback* de tipo *thick skinned*, generada por el desplazamiento al N del bloque de Cameros-Demanda según fracturación cortical profunda. Este bloque habría cabalgado unos 25-30 km sobre su cuenca de antepaís, que sería el Surco Riojano o corredor de La Bureba (BOMER y RIBA, 1984), por lo que ambas cuencas tuvieron un desarrollo y relleno simultáneo. Este movimiento hacia el N de Cameros-Demanda significaría que su cuenca de *piggyback*, Almazán, también habría sufrido durante su evolución un desplazamiento al N.

Sin embargo, como suele ocurrir en las depresiones terciarias peninsulares, la delimitación de la cuenca según sus afloramientos de sedimentos terciarios sin- y postectónicos no coincide con sus límites estructurales (Fig. 2.3). Estos últimos se encuentran en ocasiones

fosilizados por las formaciones más progradantes del Neógeno (como ocurre con el borde S), y en otras vienen marcados por estructuras desarrolladas en materiales mesozoicos pretec-tónicos (borde N). Y tampoco coincidirán con los límites geomorfológicos entre la depresión y sus marcos montañosos, debido a la expansión de los *pediments* o rampas erosivas remontantes mucho más allá de los límites lito-estructurales.

Así, el **borde norte** de la cuenca viene definido estructuralmente por la *línea tectónica de Soria*, conjunto de escamas cabalgantes y anticlinales como expresión superficial de cabalgamientos ciegos: zona de falla de San Leonardo (MORILLO y MELÉNDEZ, 1972; PLATT, 1990), Falla de Cuevas de Soria y Cabalgamiento Frontal de Valdecurueña–La Pica (SÁENZ GARCÍA, 1957b; MAESTRO *et al.*, 1997a; GUIMERÀ, 2004). Corresponderían a la inversión terciaria de fallas normales mesozoicas que habrían limitado la cuenca de Cameros, y que en la compresión alpina pro-

dujeron el cabalgamiento de unos 5 km del *pop-up* de Cameros–Demanda sobre la cuenca (MAS *et al.*, 1993).

Geomorfológicamente, sin embargo, el límite septentrional se situaría mucho más al norte, en las sierras de Cabrejas o El Almuerzo. Éstas se elevan por encima de una extensa y muy continua superficie de erosión que se puede seguir en todo el borde S de Cameros desde Burgos y se continúa en la Rama Aragonesa, y que será analizada en el capítulo correspondiente. En el sector de la cuenca de Numancia, al N de Soria capital, la transición depresión–montaña es menos brusca y está marcada por un ascenso más o menos constante de cotas definido por la denominada *Rampa o Plataforma de Soria* hasta los relieves más altos de las sierras de Cebollera y Cameros. Trabajos regionales en esta zona son los de THORNES (1975, 1976), relacionados con su Tesis inédita de 1967 y centrados en los procesos geomorfológicos más que en las formas del terreno; o el de SANZ (2001).

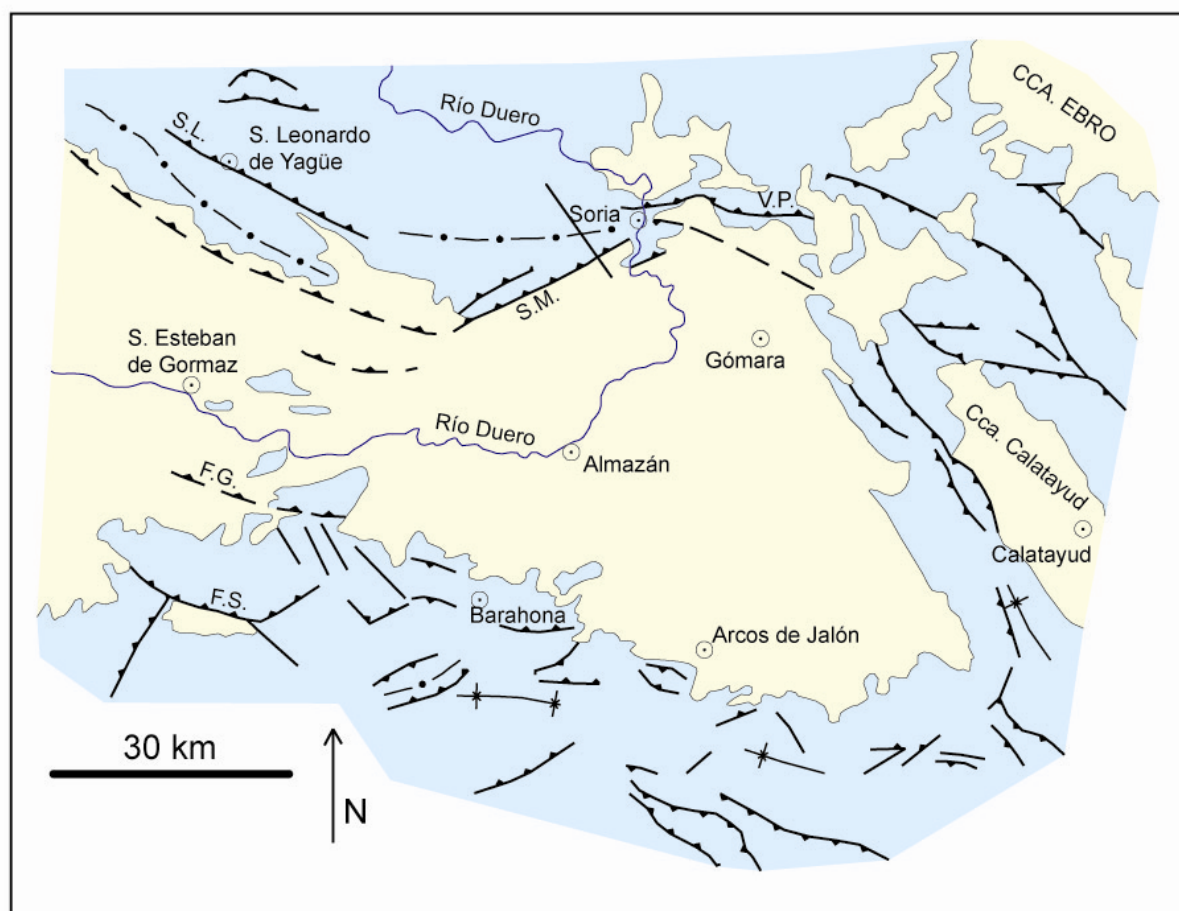


Fig. 2.3. Principales alineaciones estructurales en los bordes de la cuenca de Almazán. S.L.: Cabalgamiento de San Leonardo. S.M.: Cabalgamiento de Cuevas de Soria–Sierra de San Marcos. V.P.: Cabalgamiento de Valdecurueña–La Pica. F.G.: Falla de Galapagares. F.S.: Falla de Somolinos.

En el **borde nordeste, este y sureste**, con la Rama Aragonesa de la Ibérica, los límites estructural, estratigráfico y geomorfológico coinciden de una manera bastante aproximada. Desde el punto de vista estructural, viene dado por fracturas de dirección ibérica NO-SE, correspondientes a la fase de compresión Guadarrama o Castellana del Oligoceno (MAESTRO *et al.*, 1997b y c; REY *et al.*, 2000; REY, 2001). Ésta da lugar a estructuras de cizalla con cierta componente inversa que hace cabalgar el sector de la Rama Aragonesa sobre la cuenca, con una deformación asociada que se va atenuando hacia la parte alta de la serie terciaria según discordancias progresivas (NAVARRO, 1991b). Es en esta zona donde se genera el mayor relieve diferencial durante el Terciario, de unos 2500 m entre el depocentro de la cuenca, situado cerca del borde NE, y las elevaciones montañosas. Sin embargo, es de destacar que las estructuras que dominan en el núcleo montañoso aragonés son los cabalgamientos de vergencia SO, como los que limitan las cuencas del Ebro y Calatayud.

Desde el punto de vista geomorfológico, pequeñas sierras de materiales mesozoicos como La Pica, Miñana o Costanazo, consecuencia de la tectónica, son las que limitan la cuenca; sierras “satélite” separadas de los macizos más elevados de zócalo y tegumento del área del Moncayo por una serie de depresiones alineadas NO-SE.

Estas depresiones tienen en primer lugar un origen tectónico, aunque su morfología actual viene también marcada por factores de tipo kárstico, como es el caso del polje de Araviana (SANZ, 1987), Cañada Hermosa (ECHEVERRÍA, 1989a) o Gallocanta (GRACIA *et al.*, 1999); o fluvial, por encajamiento de la cuenca alta del Rituerto. La acción conjunta de la erosión-sedimentación neógena produjo el rebajamiento de los relieves y la conexión de las diversas cuencas y subcuencas al menos durante la deposición de la serie final del Neógeno (“Páramo Superior”), como ocurrió entre Calatayud y Almazán (MELÉNDEZ *et al.*, 1982), entre Almazán, Gallocanta y Jiloca, entre Almazán y Noviercas, y probablemente esta última a su vez con el Ebro.

Trabajos regionales que han tratado la geomorfología de estos bordes son las Tesis Doctorales de PELLICER (1984), ECHEVERRÍA (1988) o GRACIA (1990).

En el **borde sur** (Arcos de Jalón) se observa en conjunto un borde mesozoico en disposición general monoclinal ligeramente inclinada hacia el N, especialmente en el triásico, con un jurásico y cretácico más replegados con direcciones E-O, NO-SE y ESE al despegarse según el nivel mecanizado del Keuper (LENDÍNEZ, 1991; LENDÍNEZ y MUÑOZ, 1991).

Algunos autores lo han considerado un borde de tipo distensivo (CAPOTE *et al.*, 1982; VICENTE, 1988), o bien con fases de distensión y plegamiento (LENDÍNEZ, 1991).

Trabajos más modernos y basados en datos de subsuelo (MAESTRO, 1999; REY *et al.*, 1999; REY, 2001; CASAS *et al.*, 2002; GUIMERÀ, 2004) hablan de una flexura monoclinal en la cuenca terciaria, fruto del cabalgamiento del bloque de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica por fracturación del zócalo según fallas de gran ángulo, orientación ONO-ESE y buzamiento al SO, que en algún caso llegan a afectar incluso a los terciarios. La Ibérica castellana sería en su conjunto un bloque ligeramente cabalgante sobre las cuencas de Almazán y Tajo, con un acortamiento calculado en el borde de Almazán de unos 2 km (CASAS *et al.*, 2002). Las estructuras propiamente distensivas aparecerían ligadas ya a fracturación tardía a partir del Mioceno medio, como en toda la Ibérica y la Meseta, aunque sin total desaparición del régimen compresivo dominante. Este modelo parece ser válido al SE de una línea estructural de dirección NE-SO, marcada aproximadamente por la alineación de los ríos Jalón y Dulce.

El **borde S del área estudiada** se corresponde con parte de la *zona de interferencia de la Ibérica castellana con el Sistema Central* (CAPOTE *et al.*, 1982; VICENTE, 1988). Lo que se observa en superficie y lo que tiene un mayor reflejo en la morfoestructura y sedimentación terciaria es el predominio de estructuras de cabalgamiento NO-SE (*Ibérica*, paralelas a

las estructuras del cabalgamiento de San Leonardo) a NE-SO (*Sistema Central*), con un acortamiento en conjunto N-S y los bloques N cabalgantes. Estas estructuras afectan a la covertera, con niveles de despegue en el Keuper y en menor medida en las areniscas de Utrillas y niveles margosos jurásicos y cretácicos; así como también al zócalo y tegumento triásico y pretriásico, en el que se puede pensar más bien en un rejuego en la vertical de los desgarres tardivariscos, como la falla de Somolinos (CAPOTE, 1983) y otras que habrían actuado previamente como fallas normales durante las etapas de *rift* mesozoico (MAESTRO, 1999). Algunos de estos bloques elevados serían el de Tiermes, Alto Rey-Hiendelaencina, Atienza, Barcones, Riba de Santiuste, Romanillos de Medinaceli, Yelo o Sigüenza. También existe algún retrocabalgamiento que define estructuras a modo de pequeños *pop-ups*, como en el bloque anticlinal de Riba de Santiuste. Un esquema comparado de la vergencia de las estructuras compresivas en los bordes de Caracena y Arcos de Jalón aparece en RICHTER y TEICHMÜLLER (1932, p. 105).

El dispositivo geomorfológico no presenta un área montañosa neta, sino una serie de superficies de erosión escalonadas (la denominada *escalera de piedemonte* de SCHWENZNER, 1936) y desarrolladas tanto en los terciarios de cuenca como en los paleozoicos y mesozoicos de la Ibérica. A pesar de que algunos de los relieves más elevados (Sierra Ministra, Altos de San Sebastián, Serrezuela, Labros, etc.), a 1.300–1.400 m, se pueden asociar con los restos de los niveles de *Cumbres*, la fisonomía dominante, como en el área de los Altos de Barahona y Medinaceli, viene dada por las superficies de “Páramo” M₃ y M₂ (1.150–1.200 m). Éstas se continúan en la Cuenca del Tajo (área del Alto Henares y Depresión Intermedia).

En la *zona de interferencia con el Sistema Central* (borde SO del área estudiada) sí existe un control estructural mayor, con las sierras de Alto Rey (1.780 m) y Pela (1.540 m) como estribaciones NE del Sistema Central y que se elevan nítidamente 200–400 m sobre las superficies de piedemonte.

Trabajos regionales que hayan tratado la geomorfología del sector son los de GLAD-

FELTER (1971), VÁZQUEZ HOEHNE (1994) o BENITO CALVO (1997) y BENITO CALVO *et al.* (1998) en el Alto Henares y su borde con la cuenca del Duero, o GRACIA *et al.* (1996) en Layna–Maranchón.

El **borde oeste**, sector de enlace con la Cuenca del Duero propiamente dicha, viene marcado por el denominado *Umbral Cretácico* (GARCÍA MERINO, 1968), serie de estructuras anticlinales de dirección E-O y ONO-ESE en el Mesozoico y Paleógeno y en muchos casos aflorantes, las cuales marcan un mínimo espesor de los depósitos terciarios a la altura aproximada del meridiano de Burgo de Osma (CORTÉS *et al.*, 1998).

Estas características se seguirían en todo el llamado *Corredor de Osma* (RAMOS y ALONSO, 1990), *Umbral de Burgo de Osma* (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1994) o *Umbral de Segovia-Soria* (ARMENTEROS *et al.*, 2002), zona de transición entre la Cuenca de Almazán y el sector central de la Cuenca del Duero. Se define en su conjunto como un bloque elevado del zócalo y limitado por fracturas de dirección NE, con la prolongación en profundidad de la alineación del sistema de fallas del borde norte del Sistema Central y Soria (BERGAMÍN *et al.*, 1996) hasta Aranda de Duero–Honrubia–Pradales y alineadas a su vez con las fracturas de Logroño–Santa María de Nieva (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1994); así como estructuras cabalgantes subparalelas a la falla de San Leonardo, de direcciones ONO-ESE y responsables de los afloramientos de los bloques anticlinales. Se deduce por tanto, al igual que en el borde sur, una interferencia de direcciones *guadarrámicas* e *ibéricas*, aunque menos evidentes al estar mucho más cubiertas por el neógeno.

Su geomorfología no resulta excesivamente distinguible del resto de la cuenca del Duero y Almazán, con una configuración según superficies elevadas del Páramo terciario y campiñas ligadas a la evolución cuaternaria del Duero. Sólo los comentados afloramientos de anticlinales cretácicos en forma de *monts*, y en las que el encajamiento de la red actual forma *combes* y *cluses*, le añaden alguna singularidad al sector. El relieve de la serrezuela de Pradales ha sido estudiado por CASCOS (1991),

mientras que de nuestra zona de estudio hacia el oeste está en realización una Tesis Doctoral

de evolución geológica neógena a cargo de J. Luengo (IGME).

2.2. ESTRATIGRAFÍA

Se realizará a continuación una descripción de los distintos materiales comprendidos en el área de estudio, de manera relativamente somera en el caso del Mesozoico y con mayor detalle en los terciarios, por encontrarse involucrados en mucha mayor medida en la morfogénesis y la configuración geomorfológica actual de la cuenca. Se presenta además un mapa geológico de síntesis (Fig. 2.4), para una mejor localización de las distintas unidades.

2.2.1. **Mesozoico.**

Los materiales mesozoicos del área estudiada se concentran principalmente en los marcos montañosos, con un Triásico en facies germánicas y un jurásico calizo-dolomítico predominantes en el borde meridional, y un cretácico calco-margoso que ocupa preferentemente el borde norte así como numerosos afloramientos residuales en la cuenca terciaria.

2.2.1.1. *Pérmico y Triásico.*

Aflorante de manera casi exclusiva en áreas topográficamente deprimidas de la Ibérica castellana (alto Henares, fondos de *poljes*, núcleos anticlinales y depresión de Tiermes), los trabajos más importantes que lo han tratado en el área de estudio son los de HERNANDO (1977, 1980) y GARCÍA GIL (1990). Para consideraciones regionales acerca de la estratigrafía y la evolución geológica de este período, se puede revisar la reciente síntesis de SÁNCHEZ-MOYA (coord., 2004).

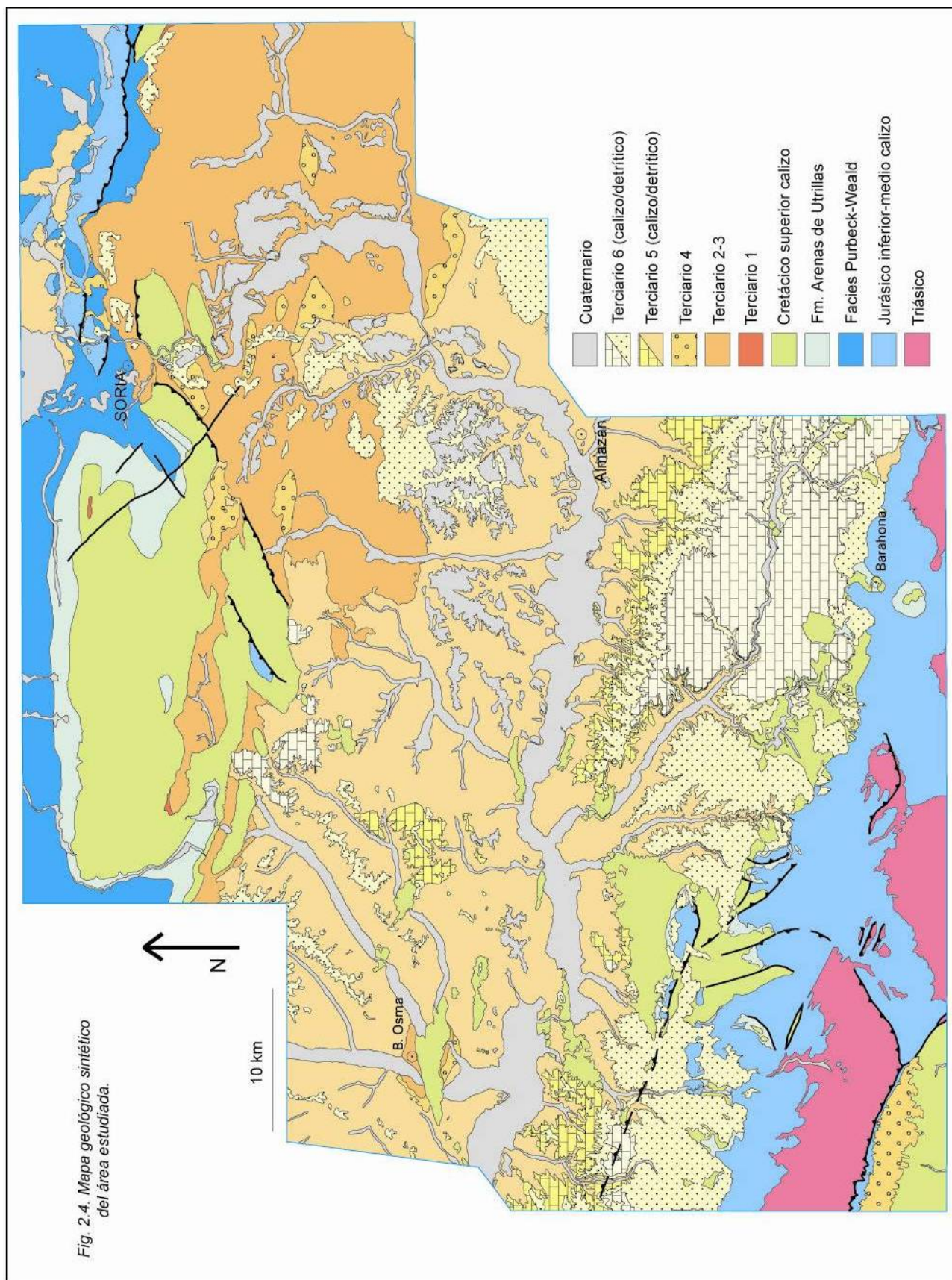
Se puede distinguir, en primer lugar, algún afloramiento discontinuo y de escasa extensión atribuido al **Pérmico** (Estefaniense–Autuniense), que se deposita en el Surco Ibérico en pequeñas cuencas desarrolladas según fracturas variscas tardías de dirección NO-SE (CABRERA, 1997). En este caso sería la *fractura de Somolinos* la que controlaría esta sedimentación (HERNANDO, 1977): al N de

ésta se presentan los máximos espesores, ya que funcionó como bloque hundido, mientras que al S (actual bloque de las sierras de Pela y Alto Rey), la sedimentación sería mínima o nula. Los materiales corresponden a lutitas con frecuentes intercalaciones de areniscas y conglomerados (asociados a sistemas fluviales de tipo *braided*), así como piroclastos relacionados con las emisiones volcánicas andesíticas del área de Atienza (BASCONES *et al.*, 1982).

Sobre una discordancia consecuencia de las fases *Saálica* y *Palatínica* (HERNANDO, 1980), se sitúa el **Triásico** en las típicas facies germánicas ya localizadas por CASTELL y DE LA CONCHA (1956), y controlado también por la acción de la importante fractura de Somolinos (MATESANZ, 1987). El marco geodinámico general de la Ibérica corresponde a la *Etapa de Graben* de ÁLVARO *et al.* (1979), con reactivación de fallas tardivariscas en régimen distensivo, según una dirección NO-SE principal y NE-SO transversa, que definen bloques con fuerte subsidencia diferencial.

Se han descrito diversas unidades litoestratigráficas locales, aunque de una manera sintética se distinguen:

Facies Buntsandstein: Hasta 250 m de espesor de areniscas, conglomerados y lutitas de característico color rojo, que comienzan en el Saxoniense o Thuringiense con una paleogeografía similar a la pérmica, según un bloque hundido al NE, otro elevado al SO y una red fluvial responsable de la sedimentación y el progresivo rebajamiento del relieve meridional hasta prácticamente hacerlo desaparecer en el Ladiniense.



Facies Muschelkalk (Ladiniense–Carniense): El paleorrelieve aparece ya degradado, aunque continúa aumentando el espesor sedimentario hacia el N y el E, al aproximarse progresivamente a ambientes más marinos. Esta circunstancia ha hecho posible distinguir en el área la transición entre un Triásico de tipo *Ibérico* al E, con sedimentación carbonática marina esencialmente dolomítica (GARCÍA GIL, 1990) y el tipo *Hespérico* al O, sin carbonatos diferenciados y con una serie predominantemente detrítica más monótona (arcillas, margas y limos) de ambientes aluviales, supramareales e intermareales (HERNANDO, 1977).

Facies Keuper (Carniense–Noriense): Al igual que en las facies anteriores, la profundidad marina y el espesor de sedimentos aumentan rápidamente hacia el NE, pasando así de 60 a más de 140 m de limos y arcillas abigarrados y yesos de una facies de abanico medio–proximal en el SO a una *sabkha* costera (plataforma marina restringida) al NE (ARACIL y HERNANDO, 1988). Durante la deposición de esta facies, en la *Etapas de Transición* de ÁLVARO *et al.* (1979) y CAPOTE *et al.* (1982), la subsidencia pasa de ser un fenómeno diferencial, según bloques, a un hecho más generalizado en toda la Ibérica.

Esta facies Keuper de arcillas abigarradas y yesos es la única correspondiente al Triásico que aflora también en el sector N, en forma de delgadas láminas en cabalgamientos del borde del macizo de Cameros, en torno a Soria capital (NAVARRO, 1991a).

2.2.1.2. Jurásico marino.

Aparece de manera dominante en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (área montañosa meridional de la zona de estudio), aunque también de forma discontinua a lo largo del borde del bloque de Cameros–Demanda en la zona montañosa septentrional (anticlinal de Las Fraguas y E de Soria, en las Hojas geológicas 349 y 350).

El marco tectónico corresponde a una *Etapas de Flexura* (ÁLVARO *et al.*, 1979; CAPOTE

et al., 1982), que abarcaría el Jurásico y el Cretácico hasta la emersión generalizada del Senoniense; o como definen más concretamente SALAS y CASAS (1993) en la Ibérica aragonesa, la *Etapas Post–Rift* del Jurásico inferior y medio (Sinemuriense–Oxfordiense), según un modelo de subsidencia general sin movimientos diferenciales de importancia en el aulacógeno ibérico. Aun así, se pueden distinguir los bloques elevados del Sistema Central o Almazán, con sedimentación escasa o nula frente a los hundidos de Barahona–Sigüenza y en general la actual Cordillera Ibérica.

En este contexto geodinámico se deposita la serie carbonatada retiense y jurásica, formada casi exclusivamente por calizas marinas con niveles de margas intercalados, depositadas en general en un medio de plataforma interna somera, que a techo evoluciona a ambientes litorales de alta energía. Presenta una secuencia que abarca desde el Retiense–Lías hasta el inicio del Malm. En este techo aparece en la Rama Castellana una discontinuidad erosiva hasta el Cretácico superior, hiato que en Cameros está representado por formaciones salobres y continentales que, desde el Calloviense–Oxfordiense van entrando progresivamente de O a E, para dar lugar a las *facies Purbeck* y *Weald* que se generalizan en el Kimmeridgiense.

Son GOY *et al.* (1976) y GÓMEZ y GOY (1979) los que establecen la nomenclatura y caracterizan las formaciones litoestratigráficas, unidades muy constantes y homogéneas en ambas ramas (Tabla 2.1), si bien recientemente se han reorganizado algunas unidades (GÓMEZ *et al.*, 2003). El fin del Jurásico marino y su tránsito hacia medios continentales, presente en el área de Demanda–Cameros, ha sido estudiado por ALONSO y MAS (1990).

Los espesores oscilan entre los 250–300 m en el borde ibérico de Barahona (ADELL *et al.*, 1982; LENDÍNEZ y MUÑOZ, 1991), donde la sedimentación concluye en el Oxfordiense; para quedar desde entonces restringida al *Estrecho de Soria* (aproximadamente la actual Rama Aragonesa, E de Cameros y la Vasco–Cantábrica), donde presenta más de 400 m

de espesor (NAVARRO, 1991a) y una sedimentación mucho más continua hasta el Kimmeridgiense, al tratarse de un área cercana al depocentro de las unidades (ALONSO y MAS, 1990).

Tabla 2.1. Formaciones litoestratigráficas definidas en el megaciclo del Jurásico inferior-medio marino, según GOY *et al.* (1976), GÓMEZ y GOY (1979), ALONSO y MAS (1990) y las correspondientes hojas MAGNA.

		BORDE SUR	BORDE NORTE
MALM	Kim.		Fms. Higuieruelas y Torrecilla en Cameros
	Oxf.		Fm. Calizas y Areniscas cíclicas de Aldealpozo
	Cal.		Fm. Areniscas calcáreas de Pozalmuro
	Bat.		Fm. Carbonatada de Chelva o Fm. Soria
	Baj.	Fm. Carbonatada de Chelva	
DOGGER	Aal.		
LIAS	Toar.	Fm. Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel Fm. Barahona	Fm. Turmiel Fm. Calizas Bioclásticas Barahona
	Pli.	Fm. Cerro del Pez	Fm. Cerro Pez
	Sin.	Fm. Cal. y Dol. Tableadas de Cuevas Labradas	Fm. Cal. y Dol. Cuevas Labradas
	Het.	Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña	Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña
	Rhet.	Fm. Dolomías Tableadas de Imón	Fm. Dolomías Tableadas de Imón
TRIÁS			

2.2.1.3. Jurásico superior y Cretácico inferior en facies Purbeck-Weald.

Durante este período (*Etapas de Rift del Jurásico superior y Cretácico inferior* de SALAS y CASAS, 1993), el área de Cameros se comportó como una cuenca continental subsidente, en la que se acumularon de manera bastante continua varios miles de metros de sedimentos clásticos depositados en ambientes fluviales, así como carbonatos lacustres. Constituye un megaciclo que abarca desde el Kimmeridgiense hasta el Albiense inferior, tiempo que en el resto del área aparece representado desde el punto de vista estratigráfico por un hiato de erosión o no sedimentación.

Aparte de la primera cita de existencia de estos materiales a cargo de PALACIOS y SÁNCHEZ LOZANO (1885), los trabajos modernos comienzan con una serie de tesis doctorales de autores alemanes en los años 1960, sintetizadas por TISCHER (1966). Este autor distingue cinco grandes grupos que constituyen aún hoy día una referencia en la nomenclatura litoestratigráfica: **Tera** (siliciclástico), **Oncala** (carbonático), **Urbión** (siliciclástico), **Enciso** (mixto) y **Oliván** (siliciclástico).

Entre las revisiones más recientes cabe citar, en trabajos de conjunto, los de ALONSO *et al.* (1982), PLATT (1989), MAS *et al.* (1993, 2004) o GÓMEZ y MELÉNDEZ (1994); y dentro de la zona del presente estudio, los trabajos locales de BELTRÁN *et al.* (1980), CLEMENTE y ALONSO (1988, 1990) o NAVARRO (1991a).

En el presente trabajo queda comprendida parte del borde S de la cuenca de Cameros, limitada y controlada por un alineamiento de fallas normales (que posteriormente en las fases compresivas alpinas funcionaron como cabalgamientos): San Leonardo, Cuevas de Soria y el sistema de Valdecuerueña-La Pica, al sur de las cuales el espesor de estos materiales es escaso o nulo, al haber actuado en este episodio como área de aportes (CLEMENTE Y ALONSO, 1990; MAESTRO *et al.*, 1997a).

2.2.1.4. Cretácico superior marino.

Constituye una megasecuencia extraordinariamente continua desde el punto de vista estratigráfico y por el mantenimiento de sus espesores y su extensión superficial, al presentarse en ambos bordes montañosos de la Ibérica e incluso en asomos discontinuos en la cuenca terciaria.

Desde el punto de vista geodinámico, comprende la *Etapas de Post-Rift* de SALAS y CASAS (1993), en la que los mares mesozoicos alcanzarían su máxima extensión.

Comienza con las típicas areniscas continentales o de transición de la **Formación de Utrillas**, de espesores muy variables por su depósito en un medio con fuertes relieves diferenciales determinados por una tectónica ex-

tensiva generadora de *grabens*, como los visibles en la Hoja geológica nº405 de Berlanga de Duero (LENDÍNEZ y MUÑOZ, 1991) y que siguen direcciones NNO y NNE. El resto de la serie lo constituyen de manera casi exclusiva calizas, dolomías y margas reconocibles incluso por datos de subsuelo bajo la cuenca terciaria. Frente a ello, el Triásico–Albiense está representado bajo los terciarios de cuenca por una laguna estratigráfica que indicaría el funcionamiento previo del área de Almazán como un bloque elevado respecto a sus marcos ibéricos (REY *et al.*, 1999, 2000).

Tabla 2.2. Formaciones litoestratigráficas del Albiense y Cretácico superior marino definidas en ambos bordes de la cuenca.

(1): Según ALONSO *et al.* (1982) y LENDÍNEZ y MUÑOZ (1991).

(2): Según GARCÍA HIDALGO *et al.* (1997).

(3): Según ALONSO *et al.* (1982) y NAVARRO (1991a).

	BORDE SUR (1)	BORDE SUR (2)	BORDE NORTE (3)
Maa.			
Cam.	Fm. Valle de Tabladillo		Fm. Sto. Dom. Silos
	Fm. Calizas de Burgo de Osma	Fm. B. Osma	Fm. Calizas de Burgo de Osma
San.	Fm. Cal. Castrojimeno	Fm. Hontoria del Pinar	Fm. Cal. Hontoria del Pinar
	Fm. Cal. Hontoria del Pinar	Fm. Dol. Somolinos	Fm. Cal. Castrojimeno
Con.	Fm. Dol. Caballar	Fm. Horte-zuelos	Fm. Horte-zuelos
	Fm. Horte-zuelos	Fm. Pantano de la Tranquera	Fm. Pantano Tranquera
Tur.	Fm. Calizas, Margas y Arenas de Moral de Hornuez	Fm. Muñecas	Fm. Muñecas
		Fm. Ciudad Encantada	Fm. Jaraba
Cen.		Fm. Margas	Fm. Picofrentes
		Fm. Picofrentes	Fm. cal. dolomíticas de Nuévalos
Alb.	Fm. Arenas de Utrillas	Fm. Arenas de Utrillas	Fm. Sta. Mª Hoyas
			Fm. Arenas de Utrillas

El trabajo de referencia general para su nomenclatura litoestratigráfica sería el de ALONSO *et al.* (1982), si bien cabe considerar revisiones locales recientes como la de GARCÍA HIDALGO *et al.* (1997) (Tabla 2.2), o síntesis regionales como la de GARCÍA *et al.* (2004).

2.2.2.Terciario.

Se incluye en este megaciclo la sedimentación de tipo continental ligada a la regresión de los mares cretácicos y a los movimientos

tectónicos alpinos. Sedimentación continental que habría empezado ya, según los datos disponibles, en el Maastrichtiense o incluso el Campaniense, esto es, en el Cretácico superior.

La literatura geológica moderna presenta una gran profusión de unidades litoestratigráficas y tectosedimentarias terciarias de la cuenca del Duero. Dentro del Neógeno, megaciclo de mejor correlación en principio en el conjunto de la cuenca, cabe destacar las de PORTERO *et al.* (1982a), ARMENTEROS (1986), MEDIAVILLA y DABRIO (1988), CORROCHANO y ARMENTEROS (1989), MEDIAVILLA *et al.* (1996) o MEDIAVILLA (2001). Del mismo modo, para el Terciario de Almazán se han propuesto diferentes nomenclaturas: desde las primeras de GUISADO *et al.* (1988), ARMENTEROS *et al.* (1989), RAMOS y ALONSO (1990) o el bloque de hojas MAGNA editado a principios de la década de 1990 (RUIZ, 1991), donde se buscaba una correlación con la cuenca de Calatayud; hasta los trabajos posteriores de BOND (1996), ARMENTEROS y BUSTILLO (1996), VARAS *et al.* (1999) o MAESTRO (1999).

Recientemente se han editado un par de trabajos de síntesis del Terciario del Duero incluida Almazán (ARMENTEROS *et al.*, 2002; ALONSO-GAVILÁN *et al.*, 2004), que serán seguidos aquí, especialmente el primero de ellos, para nombrar las diferentes UTS. No obstante, se tendrán en cuenta recientes revisiones sobre la ubicación de algunos yacimientos paleontológicos y por tanto la cronoestratigrafía de las unidades, cuyas discontinuidades, al menos para el Neógeno, parecen coincidir a grandes rasgos con otras definidas en las cuencas del Tajo (ALONSO-ZARZA y CALVO, 2002) y Ebro (MUÑOZ *et al.*, 2002).

2.2.2.1.Unidad 1 (Campaniense-Daniense?).

Este primer episodio continental tiene lugar en un marco geodinámico similar al de la sedimentación carbonática marina del Cretácico superior, esto es, una tectónica y una sedimentación extensiva sin fracturación ni movimientos diferenciales de importancia, y en aparente continuidad estratigráfica con éste.

El ambiente de sedimentación en este borde ibérico corresponde a lacustre somero (carbonatos), en un clima predominantemente tropical-subtropical aunque con períodos relativamente secos como indican las silicificaciones del borde zamorano (ARMENTEROS *et al.*, 2002; ALONSO-GAVILÁN *et al.*, 2004).

La no sedimentación o la posterior erosión restringen los afloramientos en el área estudiada a pequeñas manchas adosadas a las series cretácicas más completas del borde del macizo Cameros–Demanda: al pie de la **Sierra de la Pica** (borde NE), donde la Formación homónima presenta su serie tipo de calizas con cantos negros, equivalente lateral de la *Formación Santibáñez del Val* del borde burgalés de La Demanda (ALONSO *et al.*, 1982).

Al pie de la **sierra de Cabrejas** (borde NO), aparece también al N de Calatañazor en forma de margocalizas lacustres con cantos negros y pisolitos, y de manera mucho más extensa hacia el O, en el borde S del cabalgamiento de San Leonardo (BELTRÁN *et al.*, 1980; QUINTERO y MANSILLA, 1981).

Y en las cumbres de **Picofrentes**, donde SÁENZ GARCÍA (1936) citó por primera vez el “piso” Garumnense al localizar la típica fauna de gasterópodos *Lychnus* en el núcleo del eje sinclinal que culmina este bloque montañoso.

La edad asignada a esta unidad a partir de su contenido fosilífero es de Cretácico superior (Campaniense–Maastrichtiense), aunque puede llegar al Daniense (Paleoceno basal).

Las mencionadas formaciones litoestratigráficas de Sierra de la Pica y Santibáñez del Val, se correlacionarían con la que en los mapas geológicos de la serie MAGNA denominan **UTS 1**, del Maastrichtiense–Paleoceno (FERRERO, 1991), y la **T1** de BOND (1996) del Santoniense superior–Daniense; si bien esta última autora recoge en su unidad además los últimos episodios marinos de la Formación Calizas del Burgo de Osma, a la que considera equivalente lateral.

2.2.2.2. Unidades 2 y 3 (*Eoceno inferior–Oligoceno inferior*).

Se sitúan estas unidades sobre una discordancia que representa un importante hiato erosivo que abarca casi todo el Paleoceno y parte del Eoceno inferior, hiato sí representado por sedimentación continental en el borde burgalés (POL y CARBALLEIRA, 1986). El área se compartimentó según bloques elevados y hundidos por fracturas NO-SE, NE-SO y NNE-SSO, lo que conllevó el aislamiento de una cuenca de Almazán subsidente respecto a otras zonas de la Ibérica y el Duero, del que aparecía separada por el **umbral de Segovia–Soria** (ARMENTEROS *et al.*, 2002).

El contexto geodinámico es el resultante de las primeras etapas de compresión terciaria por la colisión **pirenaica** (direcciones de compresión “ibéricas” NNE-SSO), y posteriormente también **bética** (direcciones de compresión *Guadarrama* NO-SE), como indican VICENTE (1988) y CASAS y MAESTRO (1996). Esto supuso la elevación por inversión tectónica del *aulacógeno ibérico* (Cadenas Ibéricas y Cameros) y el hundimiento de la cuenca de Almazán, con su relleno de varios miles de metros de sedimentos sintectónicos (CASAS *et al.*, 2000). Estos materiales se presentan compartimentados según bloques, con discordancias progresivas fruto de una sedimentación controlada por fallas normales profundas de direcciones principales ONO-ESE (BOND, 1996; MAESTRO, 1999). El depocentro de esta cuenca paleógena fue migrando progresivamente de NE a SO, desde el borde NE próximo al cabalgamiento de la sierra de La Pica y el frente cabalgante de la Ibérica aragonesa hacia el Campo de Gómara (GUISADO *et al.*, 1988; ARMENTEROS *et al.*, 1989; CASAS *et al.*, 2000).

En el **borde S** con la Ibérica castellana, la compresión también dio lugar a la formación de pliegues y fracturas cabalgantes (ÁLVARO, 1975; CAPOTE *et al.*, 1982). En gran parte, estas fracturas parecen corresponderse con antiguas fallas normales que habrían controlado la sedimentación mesozoica y habrían sufrido una inversión tectónica para funcionar como desgarres o fallas inversas durante el

Terciario (MAESTRO, 1999). No parece existir aquí sin embargo ningún afloramiento de materiales asociados a este ciclo.

La mejor caracterización sedimentológica y paleontológica de estas unidades se ha llevado a cabo en los **bordes E y SE** de la Cuenca de Almazán, fuera del área de estudio, donde GUIADO *et al.* (1988), ARMENTEROS *et al.* (1989) o ARMENTEROS y BUSTILLO (1996) han definido varias unidades litoestratigráficas compuestas por depósitos de abanicos aluviales, fluviales y lacustres, que corresponden a grandes rasgos a macrosecuencias positivas que comienzan con medios fluviales conglomeráticos y acaban en medios lacustres (sector meridional), o fluviales de llanura (sector septentrional). Las áreas fuente serían los macizos mesozoicos carbonatados situados en la Ibérica aragonesa. La existencia de una reactivación en mitad de la serie ha hecho posible la diferenciación de dos episodios: las Unidades 2 y 3.

En los **bordes NE y N** del área de estudio los trabajos corresponden esencialmente a las hojas MAGNA, de las que se deduce el predominio de las facies detríticas, conglomeráticas en los bordes y más areno-arcillosas en áreas centrales; mientras que las facies carbonáticas se reducen a intercalaciones de espesor métrico (BELTRÁN *et al.*, 1980; QUINTERO y MANSILLA, 1981; NAVARRO, 1991a; FERREIRO, 1991; VALVERDE, 1991; BOND, 1996).

También corresponderían a estas unidades, según MAESTRO *et al.* (1997a) los materiales de la llamada **cuenca de Fuensaúco o Perionel** (NAVARRO, 1991a; ARACIL *et al.*, 1993), situados al N de la *Falla de San Saturio* e inmediatamente al E de Soria capital que venían siendo considerado como neógenos. Basados en datos sísmicos y de campo, MAESTRO *et al.* (1997a) niegan la existencia de la banda de cizalla de San Saturio (de importancia regional y paleogeográfica considerables, según autores anteriores), así como de la subcuenca neógena, por lo que la sedimentación sería bastante continua en toda la cuenca de Almazán.

En el **borde O** aparece en torno al anticlinal cretácico del Burgo de Osma y plegado según el mismo, con espesores mucho menores debido a que se sitúa en una zona paleogeográficamente elevada (el mencionado *Umbral Cretácico de Osma*, o *Umbral de Segovia-Soria*). En él describen RAMOS y ALONSO (1990) la **Unidad Areniscas del Burgo de Osma** de conglomerados calcáreos, areniscas y arenas, que al menos en parte correspondería también a este episodio. La potencia máxima observable es de 60 m, y el ambiente correspondería a un sistema fluvial *braided* de carga mixta y de procedencia NE, del macizo de Cameros (RUIZ y VALVERDE, 1991).

ARMENTEROS *et al.* (2002) hablan para las dos unidades de un clima subtropical, con existencia de largos períodos secos como denotaría la presencia de encostramientos y determinadas asociaciones faunísticas; así como un progresivo aumento de la aridez en el tiempo (**Unidad 3**).

Las edades vienen dadas por los yacimientos paleontológicos de Mazaterón-Miñana y Deza, en el SE de la Cuenca de Almazán, estudiados entre otros por PELÁEZ *et al.* (1989), CUESTA y JIMÉNEZ (1994) y CUESTA (1996, 1999). Sus datos sitúan el techo de la Unidad 2 (yacimientos de Miñana, Mazaterón y Deza I) en el **Eoceno medio Bartonense** (zonas de mamíferos MP 15 y 16), mientras que la base de la Unidad 3 (yacimiento de Deza II) correspondería al **Eoceno superior Priabonense inferior** (MP17). El conjunto de las unidades se considera que abarca desde el **Eoceno inferior al Oligoceno inferior**.

Se corresponderían además con las siguientes unidades de distintos autores:

- **UTS 1 y 2** (Eoceno-Oligoceno) de GUIADO *et al.* (1988) y ARMENTEROS *et al.* (1989).
- Parte de las **Areniscas del Burgo de Osma** (Paleógeno) de RAMOS y ALONSO (1990).
- **UTS 2 y 3** (Paleoceno-Oligoceno Arverniense) de las hojas MAGNA (FERREIRO, 1991).
- **UTS T-2 y T-3** (Eoceno medio-Oligoceno medio) de BOND (1996).

- Unidades **A1, A2 y A3** (Eoceno superior–Oligoceno Arvernense) de MAESTRO (1999).

2.2.2.3. Unidad 4 (*Oligoceno superior–Mioceno inferior*).

Tras la deposición de las unidades anteriores aparece un amplio hiato estratigráfico que abarca gran parte del Oligoceno, consecuencia de la **fase tectónica compresiva Castellana** de PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.* (1971) y AGUIRRE *et al.* (1976), de edad intraoligocena o Mioceno inferior (Arvernense–Ageniense). Esta tectónica sería la responsable del principal plegamiento y estructuración ibéricos, con direcciones de compresión NNE–SSO (“Pirenaica”) en la mitad N del área estudiada (CASAS y MAESTRO, 1996), y pliegues perpendiculares ONO–ESE en los materiales anteriores (mesozoicos y unidades terciarias 1 a 3). Y direcciones de compresión NE–SO y estructuras NO–SE en la Ibérica castellana (ÁLVARO, 1975; CAPOTE *et al.*, 1982), que pasa a compresión E–O y direcciones de estructuras N–S hacia el S, en zonas próximas a la sierra de Altomira (VICENTE, 1988; MUÑOZ MARTÍN, 1997).

La Cuenca de Almazán quedaría tras esta fase compresiva unida al resto de la Cuenca del Duero a través del corredor de Osma, con unos límites respecto a su entorno montañoso similares a los actuales.

En esta Unidad 4 agrupan ARMENTEROS *et al.* (2002) dos secuencias sedimentarias separadas por una discordancia, con depocentro próximo a los bordes N y E de la cuenca, aunque algo más alejado de dichos bordes respecto a las unidades anteriores. Este desplazamiento progresivo de los depocentros terciarios hacia el S lo interpretan MAESTRO (1999) y CASAS *et al.* (2002) como un movimiento acorde con el desplazamiento al N del conjunto de la cuenca de *piggyback* de Almazán, debido al movimiento en el mismo sentido del cabalgamiento basal septentrional de Cameros–Demanda.

Los materiales depositados corresponden a grandes rasgos a depósitos detríticos gruesos en la parte N, con mayor abundancia de carbonáticos y evaporíticos (yesos) al S y hacia ni-

veles altos de la serie (sistemas de abanicos aluviales).

En el **borde N**, NAVARRO (1991a) define la **Formación San Saturio**, donde ha llegado a medir hasta 900 m de conglomerados fundamentalmente calcáreos y arenas en discordancia progresiva y muy tectonizados, a expensas de la *Falla de Soria* (facies proximales de abanicos aluviales).

Algo más hacia el S aparece en los núcleos de algunos sinclinales paleógenos con litologías semejantes pero facies medias–distales, con paleocorrientes de sentido N–S y procedencia de la Sierra de Cabrejas y otras elevaciones mesozoicas de la Rampa de Soria (VALVERDE, 1991).

En el **Campo de Gómara** (borde E) se presenta también en núcleos sinclinales, así como de forma más extensiva al S del río Rituerto, con facies análogas a las anteriores aunque algo más distales (areniscas, arcillas, calizas) y de procedencia S de la Rama Castellana para un primer subciclo, y facies proximales de procedencia E y SE de mesozoicos y paleógenos de la Rama Aragonesa (FERREIRO, 1991).

En el **borde O** aparece en torno al anticlinal del Burgo de Osma, con espesores ya mucho menores al situarse alejado de las áreas más subsidentes. Presenta del orden de 100–150 m de brechas calcáreas, areniscas, margocalizas y arcillas en discordancia progresiva con las unidades anteriores, como depósitos de abanicos proximales de *debris-flow* y *mud flow*, con área fuente principalmente carbonatada y situada al N y NE, en la Sierra de Cabrejas (RUIZ y VALVERDE, 1991). A techo de la serie se observan depósitos más distales, propios de sistemas aluviales trenzados con progresivo aumento de la importancia de facies de llanura e incluso de encharcamientos, que llevan a definir a RAMOS y ALONSO (1990) la *Unidad Caliche de Osma*.

En el **sector SE** de la Cuenca de Almazán –fuera del área estudiada–, además de facies de borde análogas a las descritas, se pueden estudiar las facies distales de estas series, que corresponden a margas yesíferas, calizas,

margocalizas, arcillas, etc., de áreas de drenaje cerrado (GONZÁLEZ *et al.*, 1994; LÓPEZ y GONZÁLEZ, 1995). Esta mayor variedad de facies y extensión de afloramiento hace que sea aquí donde las unidades se han estudiado de manera más detallada, y donde GUIADO *et al.* (1988), ARMENTEROS *et al.* (1989) o VARAS *et al.* (1999) han distinguido varias unidades correspondientes a diferentes sistemas deposicionales.

Se considera que durante la deposición de estas unidades persistieron unas **condiciones climáticas** relativamente áridas en un ambiente de tipo mediterráneo (ARMENTEROS *et al.*, 2002), aunque se darían diversos períodos con diferente intensidad de evaporación (GONZÁLEZ *et al.*, 1994).

Para su datación se cuenta con los datos del **yacimiento de Ariza**, que presenta una fauna de mamíferos del Mioceno inferior basal Ramblense (CUENCA, 1991). LENDÍNEZ y RUIZ (1991) citan la presencia de diferentes tipos de fósiles en niveles carbonatados del Mioceno inferior-medio para el subciclo superior. En su conjunto se considera como un ciclo complejo de edad **Oligoceno superior Ageniense-Mioceno inferior Orleaniense** (Ramblense o Aragoniense inferior).

- Concordaría con la **UTS 3** (Ageniense superior-Aragoniense inferior) de GUIADO *et al.* (1988) y ARMENTEROS *et al.* (1989).
- Con la **Formación San Saturio** (Paleógeno-Mioceno inferior) de NAVARRO (1991a).
- Con las **UTS 4** (Oligoceno superior Arverniense-Mioceno inferior Ageniense) y **5-6** (Mioceno medio Ageniense-Aragoniense) de los mapas geológicos MAGNA (LENDÍNEZ, 1991).
- Con las **UTS T-4** (Oligoceno medio-superior) y **T-5** (Mioceno inferior-medio) de BOND (1996).
- Con las **UTS A4 y A5** (Ageniense-Mioceno medio) de MAESTRO (1999).
- Con la **Secuencia Depositional Inferior** de VARAS *et al.* (1999).
- En las áreas centrales del Duero no parece correlacionarse más que quizás con las **cali-**

zas de Montejo de la Vega, de la **Unidad inferior miocena** de MAZO *et al.* (1998).

2.2.2.4. Unidad 5 (Mioceno medio).

Hay acuerdo entre los distintos autores (p.ej. CALVO *et al.*, 1993; ARMENTEROS *et al.*, 2002) en asociar la ruptura sedimentaria de este episodio con la inestabilidad tectónica de la fase compresiva **Neocastellana** de AGUIRRE *et al.* (1976), del Aragoniense medio.

Como respuesta erosivo-sedimentaria a la elevación de los macizos montañosos, que fue máxima al menos en el Sistema Central (VICENTE, 1988), se implantaron en el conjunto de la cuenca del Duero, rellenando fuertes paleorreliques, unos sistemas de abanicos aluviales marginales y unos sistemas lacustres evaporíticos y carbonatados progradantes desde las áreas centrales de la cuenca.

En la cuenca de Almazán se presentan los materiales de esta unidad principalmente en su mitad occidental, así como en el borde de la Ibérica castellana y sector SE; mientras que en el borde NE y con la Ibérica aragonesa los afloramientos son más reducidos. Los espesores dados por los diferentes autores oscilan entre los 100 y 160 m.

En el **borde N** aparece en la rampa de La Muela, así como en afloramientos aislados al N de Quintana Redonda. Se trata en el borde de cuenca de conglomerados calcáreos de cantos redondeados, arcillas anaranjadas o rojizas, areniscas calcáreas y calizas brechoides. Las paleocorrientes indican sentidos de flujo hacia el S y SO, y los depósitos se interpretan como facies proximales-medias de abanicos aluviales procedentes de las áreas carbonatadas cretácicas de la sierra de Cabrejas. Hacia el sur aumenta el carácter distal, con una disminución progresiva de conglomerados y un aumento de las arcillas rojas, así como la aparición de costras calcáreas e intercalaciones de niveles calcáreos palustres oquerosos. Rellenan paleorreliques marcados por numerosos afloramientos cretácicos arrasados de extensión en muchos casos no cartografiable.

En el **borde O y NO** (*Tierra del Burgo*) se presentan similares facies proximales-medias de conglomerados, aunque en este caso con cantos predominantemente silíceos por mayor influencia de aportes procedentes de las facies *Weald-Utrillas* de Cameros. Intercalan arcillas anaranjadas-rojizas que se hacen predominantes hacia el S, donde RAMOS y ALONSO (1990) describen la *Subunidad Roja* de la *Unidad Litoestratigráfica de San Esteban de Gormaz*.

En el **borde E y NE**, limitando con la Ibérica aragonesa y materiales paleógenos anteriores respectivamente, aparecen también conglomerados poligénicos calcáreos y de arenisca (FERREIRO, 1991; NAVARRO, 1991b), que corresponden a abanicos aluviales con paleocorrientes de sentido general al SO. Los tamaños de clasto oscilan desde los bloques en zonas de borde, por lo que algunos autores los han agrupado al menos en parte con las formaciones “pliocuaternarias” de Numancia (FERREIRO, 1991; VALVERDE, 1991); hasta gravas y arenas en zonas más distales y predominantes en la campiña del Duero.

Los materiales más antiguos de la unidad se muestran en las áreas topográficamente más deprimidas, correspondientes a la banda de **campiña** excavada por el río Duero desde el Campo de Gómara y hacia los sectores centrales de la meseta norte. Corresponden fundamentalmente a arenas silíceas con cantos de la misma composición, escasa matriz arcillosa y cemento calcáreo. Se trataría de un sistema fluvial donde las gravas y areniscas representarían las facies canalizadas, con laminación horizontal, cruzada de surco e incluso estructuras de tipo *point-bar*, y facies más arcillosas rojas y caliches de llanura de inundación, que se van haciendo predominantes a techo. En su conjunto se interpretaría como un sistema de abanicos aluviales en facies medias de procedencia N, de Cameros, si bien se observa también un aumento en la distalidad desde el E, más conglomerático, y hacia el O, donde RAMOS y ALONSO (1990) describen la *Subunidad Blanca* de la *Unidad Litoestratigráfica de San Esteban de Gormaz* como un sistema flu-

vial formado por canales arenosos con llanuras de inundación y charcas efímeras, o donde NOZAL y HERRERO (2005) muestran en su *tramo basal* el predominio de limos y lutitas arenosas.

Las **áreas centrales** (distales) de la cuenca (campiña de Velamazán), aparecen desplazadas al S respecto al centro geométrico marcado aproximadamente por el curso del río Duero, por lo que se sigue verificando el progresivo desplazamiento al S de los depocentros ya observado para el Paleógeno.

Los materiales presentan aquí dos niveles diferenciados: uno basal similar a la unidad arenosa anteriormente descrita en facies algo más distales, con arcillas y arenas anaranjadas que intercalan escasas pasadas de conglomerados mixtos y calizas, en ocasiones oncolíticas. Hacia techo van aumentando los niveles calcáreos palustres con brechificaciones y rasgos de exposición subaérea, hasta pasar al nivel superior con las características calizas lacustres grises de los Páramos, con gasterópodos y tallos de caráceas. Marcan un sistema lacustre carbonatado expansivo que se instala sobre las facies medias-distales de abanicos aluviales. Con la culminación del ciclo sedimentario vuelven a aparecer rasgos edáficos y de exposición subaérea, y algunos autores han reconocido incluso una fase de karstificación (RUIZ, 1991). Hacia los bordes E (al S de Almazán) y O (campiña de Gormaz), más que dos niveles bien definidos detrítico inferior y carbonatado superior, lo que se observa es una alternancia de ambas facies, aluviales distales y lacustres de borde. Estas alternancias dentro de la misma UTS las interpretan ORDÓÑEZ y GARCÍA DEL CURA (1976) en el sector de Aranda de Duero como cambios en el nivel de base (y en la extensión) de los lagos, determinados por causas climáticas.

Al tratarse de una cuenca asimétrica con su centro desplazado hacia el S, las facies proximales tienen en el **borde meridional** un desarrollo reducido. Se limitan a unos conglomerados calcáreos de borde con cantos angulosos y heterométricos, sin estructuras, matriz arenosa gruesa o microconglomerática que llega a aparecer como capas de arenisca

diferenciadas, y cemento calcáreo (Fig. 4.12). También son frecuentes los niveles arcillosos edafizados y encalichados. Se interpretarían como abanicos aluviales de tipo *debris-flow*, de procedencia inmediata en los mesozoicos de la Rama Castellana de la Ibérica.

Inmediatamente al N pasan a facies medias con el progresivo aumento de niveles de arenas silíceas o mixtas del tipo de la campiña del Duero, así como a los sistemas lacustres del centro de cuenca.

En el **área SE** de la cuenca, fuera de la zona estudiada, se definen igualmente distintos sistemas deposicionales en tránsito lateral y vertical, con una orla marginal conglomerática al SE y NE, más areno-arcillosa y yesífera en las áreas centrales; y una unidad carbonatada superior expansiva. Corresponderían a abanicos aluviales de procedencia E (de la Ibérica aragonesa), transversales a un sistema fluvial que iría de SE a NO, hacia las áreas centrales (VARAS *et al.*, 1999).

Se tiene en definitiva pues una sedimentación de cuenca continental cerrada, relativamente independiente del resto del Duero aunque en gran medida sincrónica (RAMOS y ALONSO, 1990), según abanicos aluviales de mucho mayor desarrollo al N y E a partir de los macizos montañosos, que convergen con un sistema fluvial de características *braided* arenoso en el centro, y que va pasando progresivamente en el tiempo a ambientes meandri-formes y finalmente lacustres, lo que representaría según ARMENTEROS *et al.* (2002) un episodio de estabilidad tectónica.

El **clima** durante este período pareció ser de modo general de tipo mediterráneo cálido y árido, aunque con episodios relativamente más húmedos y fríos (DAAMS *et al.*, 1988; CALVO *et al.*, 1993; ALCALÁ *et al.*, 2000). Los períodos más secos vendrían marcados por las formaciones yesíferas y los caliches tanto en el SE de Almazán (VARAS *et al.*, 1999) como en el conjunto del Duero, con las *facies de las Cuestas* (ARMENTEROS *et al.*, 2002); mientras que los episodios lacustres extensivos estarían asociados a condiciones relativamente más húmedas.

El **paisaje** general correspondería a un tipo de estepa arbolada (RIVAS, 1991), con predominio de especies de tipo más árido hacia el centro de la cuenca y de arbóreos hacia los márgenes montañosos, especialmente en la Demanda.

La **edad** viene dada por diferentes yacimientos localizados en la Unidad. Los datos disponibles corresponden a los de Aranda de Duero, del Aragoniense medio-superior (CRUSAFONT y CELORRIO, 1959), y Montejo de la Vega de la Serrezuela, del Aragoniense medio MN5 (MAZO *et al.*, 1998, 1999). Ambos yacimientos se sitúan en las facies detríticas subyacentes a las calizas culminantes.

Habida cuenta de que el yacimiento de Piquera de San Esteban, del Aragoniense superior MN7 (MAZO y JORDÁ, 1994), que anteriormente se consideraba localizado en esta unidad, ha sido reubicado en la unidad suprayacente por NOZAL (2006), cabe considerar esta Unidad 5 terciaria como **Mioceno medio Aragoniense medio-superior basal (MN 5-6)**, como acuerdan NOZAL y MONTES (2004) y NOZAL y HERRERO (2005) para su Secuencia del Páramo Inferior.

Y se **correlacionaría**, entre otras, con las siguientes unidades:

- **UTS 4** (Mioceno inferior-medio) de ARMENTEROS *et al.* (1989).
- **Unidad Litoestratigráfica de San Esteban de Gormaz** (Mioceno medio-superior) de RAMOS y ALONSO (1990).
- **UTS 7 y 8**, Unidad del Páramo Inferior, o Páramo 1 (Aragoniense-Rusciniense), de las hojas MAGNA (RUIZ, 1991).
- Parte baja de la **UTS T6** (Mioceno superior-Plioceno) de BOND (1996).
- Parte alta de la **Secuencia Depositional Superior** (Ramblense superior-Vallesiense) de VARAS *et al.* (1999).
- En el área de **Honrubia-Aranda de Duero**, con la Unidad Detrítica Inferior y Unidad Media (Aragoniense-Vallesiense) de GARCÍA DEL CURA (1974); Unidad Inferior y Media (Aragoniense-Vallesiense inferior) de ARMENTEROS (1986), y Secuencia del Páramo Inferior (Aragoniense medio-superior,

MN 5-6) de NOZAL y MONTES (2004) y NOZAL y HERRERO (2005).

- En **áreas centrales del Duero**, con la UTS N-3 (Astaraciense final-Vallesiense) de MEDIAVILLA *et al.* (1996).

2.2.2.5. Unidad 6 (*Mioceno medio terminal Aragoniense superior-Mioceno superior Vallesiense*).

La discontinuidad ligeramente erosiva existente entre esta Unidad y la anterior se puede asociar a una tectónica correspondiente a la etapa compresiva *Guadarrama II* (MUÑOZ MARTÍN, 1997). Ésta habría provocado una nueva elevación de los bordes montañosos, sobre todo en el sector SO; así como pequeñas deformaciones en la cuenca, como leves sinclinales ENE-OSO en la Unidad 5 en áreas centrales del Duero (Barca, La Rasa, y más al O, como las deformaciones descritas por CORTÉS *et al.* [1999] en San Esteban de Gormaz). Sin embargo, las deformaciones más evidentes son visibles en las áreas de borde de cuenca en forma de suave discordancia entre esta unidad y la anterior. Dicha discordancia representa una **superficie erosiva** de ámbito regional, la Superficie de Erosión Intramiocena, y será analizada en el capítulo correspondiente. En los bordes montañosos, sin embargo, se presenta también rellenando paleorrelieves de cierta envergadura en materiales mesozoicos y paleógenos, bien heredados o bien generados por esta nueva tectónica.

De modo similar a la Unidad 5, el dispositivo sedimentario consiste en una orla marginal conglomerática de abanicos aluviales de composición variable en función del área fuente, y unas facies centrales de arenas y lutitas con las calizas lacustres del **Páramo superior** a techo (ARMENTEROS y MEDIAVILLA, 1997). Las facies distales, así como los mayores espesores, se siguen encontrando en el borde S, al continuar la máxima subsidencia paralela al borde de la Ibérica castellana (ARMENTEROS *et al.*, 2002); mientras que en los bordes N y E los afloramientos son más reducidos y aislados.

Así, en el **borde NO y NE** se presentan, a cotas en general superiores a 1.050 m y bajantes hacia el centro de la cuenca, conglomerados de cantos redondeados esencialmente silíceos, arenas y arcillas rojas. Corresponden a abanicos aluviales procedentes del N, de las facies *Weald* y *Utrillas* de Cameros. El **borde N**, con la sierra de Cabrejas, habría actuado más bien como zona de sombra entre abanicos, donde se observan conglomerados calcáreos de manera muy puntual en Calatañazor (Fig. 4.20), y calizas lacustres con margas y arcillas rojas como en el propio Calatañazor o en Monasterio.

En el sector NE (Rampa de Soria y Pinares de Almazán) NAVARRO (1991a) define la *Formación de Bloques de Numancia*, cobertera detrítica que varía desde bloques cuarcíticos desordenados del *Weald*, principalmente en los bordes, hasta cantos, limos y arcillas en áreas más distales, hacia el SO (FERREIRO, 1991; VALVERDE, 1991) y O (RUIZ y VALVERDE, 1991); si bien en sectores próximos al Duero se han agrupado en esta unidad materiales que en realidad corresponden a terrazas fluviales medias y altas (RODRÍGUEZ GARCÍA y PÉREZ-GONZÁLEZ, 2002). Se interpretarían como sistemas de abanicos aluviales de tipo *debris-flow*, que en sectores más alejados de los bordes pueden adquirir características más propiamente fluviales.

En el **sector O y NO** (Tierra del Burgo), RAMOS *et al.* (1989) y RAMOS y ALONSO (1990) describen en esta posición la *Unidad Litoestratigráfica de Valdecastilla* del Mioceno medio-superior, cuyo *Tramo Arenoso* consiste en arenas conglomeráticas depositadas por corrientes efímeras en abanicos aluviales en condiciones de buen drenaje y escaso confinamiento. La tendencia general es granodecreciente, como reflejo de una pérdida progresiva de energía y eficacia de transporte. Describen igualmente dentro de esta Unidad Litoestratigráfica un *Tramo Calizo* que asocian a pequeñas áreas lagunares distales, pero entendemos que corresponden a niveles calizos finales del Páramo inferior (Unidad 5).

La existencia de estas formaciones de conglomerados silíceos de carácter topográfico

culminante ha dado lugar a diversas interpretaciones:

Los autores antiguos (ARÁNZAZU, 1877; PALACIOS, 1890) hablaban de “diluviales” **pleistocenos**. RICHTER (1930) los agrupa en el sector NO con el Paleógeno.

También se ha hablado de **terrazas y aluviales cuaternarios** (PÉREZ DE PEDRO, 1925; HERNÁNDEZ-PACHECO, F., 1928; SÁENZ GARCÍA, 1953; SANZ, 2001), o de “**rañas**” en sentido amplio, del Plioceno-Pleistoceno inferior (SÁENZ GARCÍA, 1957b; HOYOS *et al.*, 1973; DELGADO, 1988; ARMENTEROS y MEDIAVILLA, 1997; así como las citadas hojas MAGNA). Más hacia el O, en el borde burgalés de la Demanda (anticlinal de Tejada), HUERTA y ARMENTEROS (2002) describen una facies similar en la **Unidad de Gravas Silíceas** del Plio-Cuaternario, situada como un canturreal degradado sobre los “Páramos” de la Unidad 6 terciaria, rellenando incluso conductos kársticos, y la interpretan como los primeros sedimentos de una red hidrográfica atlántica previa a la actual.

En el área que nos ocupa, GARCÍA MERINO (1968) las consideró, al menos en parte, como una formación de culminación del relleno mioceno al N del Burgo de Osma; y similar criterio siguen, como ya se ha visto, RAMOS *et al.* (1989) y RAMOS y ALONSO (1990), así como MAESTRO (1999), al atribuirlos a la **última unidad neógena**. Y se seguirá aquí, por una serie de razones, como son: su posición estratigráfica culminante y discordante sobre la Unidad 5 y sobre la mencionada superficie erosiva; no se sitúa nunca sobre la Unidad 6, como sí describen HUERTA y ARMENTEROS (2002) al O en una facies similar, sino en su misma posición morfotopográfica y estratigráfica, al formar parte de la misma; aparece en el área de pinares de Almazán cubierta por terrazas altas, por lo que no se trata de un primer episodio sedimentario asociado a las redes fluviales exorreicas. Finalmente, es de destacar su carácter expansivo sobre los bordes montañosos (especialmente visible en el área del cañón del río Lobos, al NO, fuera del área estudiada), llegando a progradar sobre los límites de cuenca terciaria anteriores y poniendo en contacto distintas

cuenas como la de Numancia-Tartajo en el área estudiada, característica que es propia del último ciclo sedimentario del Neógeno del Duero (v. p. ej., MELÉNDEZ *et al.*, 1982; CORROCHANO y ARMENTEROS, 1989); si bien PINEDA (1996) considera inexistente la conexión Duero-Bureba para este último ciclo neógeno.

Cabe destacar que también en el borde burgalés de la Demanda, depósitos anteriormente asignados también a “rañas” pliocuaternarias, han sido reinterpretadas por BENITO CALVO (2004) en parte como terrazas fluviales y en parte como aluviales miocenos.

En el **borde E**, al S del Campo de Gómara, aparecen unos conglomerados poligénicos de procedencia N (de Cameros, con cantos predominantemente silíceos), y E (de la Ibérica aragonesa, con cantos predominantemente calcáreos). Intercalan también areniscas y arcillas, y corresponderían a abanicos aluviales en facies medias con canales *braided*, si bien a techo aumentan las facies de llanura de inundación (FERREIRO, 1991; LENDÍNEZ Y VALVERDE, 1991), e incluso niveles de calizas en zonas de sombra de abanicos (NAVARRO, 1991b). Este sistema prograda también desde la *depresión de Noviercas*, una de las cuencas periféricas de la Ibérica aragonesa.

La unidad no aparece en los **sectores centrales**, donde ha sido presumiblemente eliminada por la labor erosiva cuaternaria del río Duero, que se encaja siempre en materiales más antiguos.

En los **sectores distales** de cuenca, que como se ha mencionado se sitúan cercanos al borde meridional, aparece sobre las calizas culminantes de la unidad anterior un tramo basal de facies alternantes *fluviales* (areniscas gruesas y amarillentas con laminaciones cruzadas en surco y niveles de conglomerados) y *palustres* y de carbonatos edáficos y lacustres de borde (costras calcáreas laminares y calizas brechificadas y con rasgos de exposición subaérea). Sobre este tramo, y de manera expansiva hacia techo desde las áreas más centrales visibles en el cañón del río Bordecorex, las típicas calizas lacustres del **Páramo Superior**.

Se observa por tanto una evolución en el tiempo desde ambientes de llanura de inundación, palustres y lacustres someros o de borde alternantes consecuencia de las variaciones en el nivel de base de los lagos (ARMENTEROS *et al.*, 1986; GONZÁLEZ DELGADO *et al.*, 1986), hacia condiciones plenamente lacustres reconocibles a techo de la Unidad.

En el **borde SE** del área estudiada (Barahona–Arcos de Jalón), aparece un tramo basal formado por arcillas rojizas y marrones, que intercalan con cierta frecuencia niveles decimétricos de conglomerados calcáreos y de cantos de cuarcitas y areniscas de procedencia del *Buntsandstein*. Algunos autores (RUIZ, 1991; LENDÍNEZ y VALVERDE, 1991) hablan de depósitos de llanura aluvial con progresivo aumento de la distalidad hacia el S y SO, por lo que corresponderían a facies distales de los abanicos procedentes de los bordes N y E. GUTIÉRREZ ELORZA y GRACIA (1997) se refieren por el contrario a la *Unidad Roja Intermedia* intercalada entre los dos niveles calizos de los Páramos como un depósito formado por acumulación de arcillas de descalcificación resultantes de los procesos que dieron lugar a la *Superficie de Erosión Fundamental de la Ibérica*, con área fuente en la Ibérica castellana.

Sin embargo, al menos en el sector que nos ocupa la naturaleza arcillosa se asocia a sistemas deposicionales de procedencia S resultantes de la erosión de formaciones triásicas por elevación de las estructuras hoy arrasadas de Romanillos de Medinaceli, Conquezueta o Yelo. Hacia techo va aumentando el contenido en carbonatos hasta pasar finalmente a las calizas lacustres culminantes de carácter expansivo, de modo que llegan a apoyarse incluso en el borde de Barahona sobre materiales preterciarios de la Ibérica, resultado de la superposición a una paleotopografía erosivo-deposicional muy plana en los últimos estadios del ciclo.

Los **bordes S y SO** (al O de Barahona, aproximadamente), presentan por la naturaleza del área fuente facies conglomeráticas más propias de abanicos marginales, que suponen una importante reactivación de la dinámica

erosivo-sedimentaria respecto a los materiales del ciclo 5 anterior, de naturaleza más arenarcillosa, sobre los que se apoyan. Este contacto es especialmente visible en zonas como Caltojar o Fresno de Caracena. En ocasiones estos conglomerados se llegan a apoyar incluso sobre las calizas karstificadas de la Unidad 5.

En el S (Rampa de Caltojar y Altos de Barahona) consisten en conglomerados mixtos y arcillas rojas, de procedencia jurásica, cretácica e incluso paleozoica probablemente del bloque de Riba de Santiuste; y areniscas amarillentas en áreas de influencia directa de afloramientos de la Formación de Utrillas. Muestran características progresivamente más distales hacia el N, con aumento de facies de llanura, hasta terminar pasando a las calizas terminales del Páramo Superior.

En el borde SO (Rampas de Caracena y Alaló) se trata casi en exclusiva de conglomerados calcáreos con algunas intercalaciones arcillosas, propios de un área fuente en las calizas mesozoicas. En las áreas más proximales los sistemas de abanicos se encajan rellenando paleovalles según líneas de fracturación, subcuencas tectónicas o depresiones por erosión diferencial en materiales blandos como los de las areniscas de Utrillas o margas cretácicas (Fig. 2.5). Inmediatamente al N se expanden y la sedimentación pasa a ser de tipo extensivo, alcanzando hasta los sectores centrales de la cuenca en facies conglomeráticas faltando igualmente los términos lacustres.

En el **sector SE** de la cuenca de Almazán (valle del Jalón), fuera del área estudiada, se presenta un dispositivo similar al del resto del borde con la Ibérica castellana: unas orlas conglomeráticas de borde con composición determinada por el área fuente: cantos calcáreos en el borde castellano (LENDÍNEZ, 1991) y silíceos en el aragonés (ARMENTEROS *et al.*, 1989), también rellenando importantes paleorrelieves (SÁNCHEZ DE LA TORRE, 1963); arcillas rojas en áreas de influencia triásica (ADELL *et al.*, 1981) y margas calizas y calizas lacustres en áreas centrales (LENDÍNEZ, 1991; LENDÍNEZ y VALVERDE, 1991).

Se configura pues este último ciclo neógeno a partir del final del ciclo erosivo-sedimentario anterior y que culminó con la formación de una superficie de erosión de ámbito regional. Con la actividad tectónica *Torrelaguna*, especialmente activa en el Sistema Central y por ende en los bloques de Somolinos y Tiernes, en el borde S y en especial en el SO se generaron fuertes paleorreliieves. Todo ello produjo la consiguiente actividad de abanicos aluviales de borde, progradantes respecto a la unidad anterior.

En el borde N parece observarse una flexura de la *superficie de erosión* fruto del ciclo anterior hacia la cuenca, por lo que, aunque incidiendo en algunos puntos, tiende a actuar más bien como nivel de base de una sedimentación procedente del desmantelamiento de relieves más enérgicos de Cameros-Demanda y la Rama Aragonesa de la Ibérica (Véase el Apartado. 4.3.3). Este nivel de base plano y extensivo determinó la expansión horizontal de la sedimentación sobre las rampas de borde montañoso entalladas en materiales pre-neógenos, hasta el punto de conectar diferentes cuencas hasta entonces relativamente independientes:

Almazán con Calatayud (MELÉNDEZ *et al.*, 1982), Numancia-Tartajo y Noviercas, o el Duero NO con el Corredor de la Bureba (CO-

RROCHANO y ARMENTEROS, 1989; cf. PINEDA, 1996); si bien para BENITO CALVO y PÉREZ-GONZÁLEZ (2005) dicha conexión Duero-Bureba pudo existir a lo largo de todo el Mioceno.

El **clima** reinante durante este episodio continuó dentro de los caracteres mediterráneos templado-cálidos y secos (RIVAS y VALLE, 1986; CALVO *et al.*, 1993), aunque con condiciones en general algo más húmedas que para el caso de la Unidad anterior del Mioceno medio, como se deduciría de la ausencia de evaporitas (ARMENTEROS *et al.*, 2002). Dentro de esta tendencia general se han distinguido un período más árido y seco en la base (facies detríticas predominantes), mientras que un período más húmedo y fresco encajaría con la máxima extensión de los sistemas lacustres terminales en condiciones biostáticas (DAAMS *et al.*, 1988; ALONSO-ZARZA y CALVO, 2000). Estos episodios en los que aumenta considerablemente la formación de carbonatos continentales los asocia VAUDOUR (1979), también, a fases de karstificación activa, formación de poljes y de superficies de erosión neógenas, en un ambiente forestal propicio a la disolución-precipitación de carbonatos, y desfavorable al transporte detrítico.

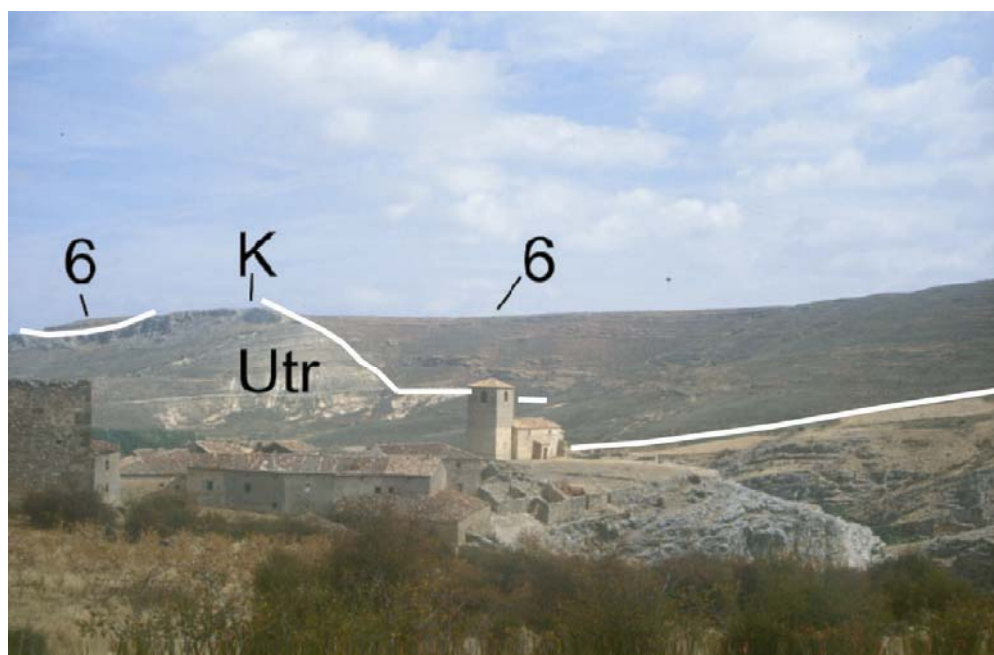


Fig. 2.5. Paleocanales de la Unidad 6 terciaria, encajados en niveles blandos como la Fm. Utrillas (Utr) o niveles margosos del Cretácico superior (K)

El **paisaje vegetal** estaría formado por bosques abiertos o praderas con formas arbóreas y matorral, mientras que la vegetación densa se concentraría alrededor de los sistemas lacustres (SESÉ, 1980; RIVAS y VALLE, 1986; RIVAS, 1991).

Para determinar la **edad** de estos materiales se ha contado tradicionalmente con escasos datos. ARMENTEROS *et al.* (1986) sitúan los niveles basales en Adradas, al S de Almazán, tentativamente y basados en poblaciones de gasterópodos y ostrácodos, en el Turoliense-Rusciniense (Mioceno superior–Plioceno inferior).

Mediante magnetoestratigrafía en las áreas centrales del Duero (Tariego de Cerrato, Palencia), RUIZ *et al.* (1996) sitúan las calizas terminales en el Turoliense superior (MN13).

Datos paleontológicos quizás más claros vienen dados por dos yacimientos:

El de Piquera de San Esteban (MAZO y JORDÁ, 1994), del Mioceno medio Aragoniense superior MN7, inicialmente asociado a niveles detríticos altos de la Unidad subyacente, pero que NOZAL (2006) reubica en el tramo detrítico basal de la Unidad 6.

El yacimiento de los Valles de Fuentidueña (ALBERDI *et al.*, 1981), en el que se data la unidad carbonatada final como Mioceno superior Vallesiense inferior (MN9-10), también inicialmente ubicado en la Unidad del Páramo inferior (Unidad 5), y reinterpretado por ARMENTEROS *et al.* (2002) como de la base del tramo carbonatado de esta Unidad 6.

Es decir, comprende un abanico de edades probable desde **Mioceno medio Aragoniense superior (MN7)** hasta al menos **Mioceno superior Vallesiense inferior (MN9)**, como indican NOZAL y HERRERO (2005).

En el área estudiada se encuentra el yacimiento de Escobosa de Calatañazor, del Mioceno medio Aragoniense superior MN7-8 (LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.*, 1977a y b; SESÉ, 1977, 1980, 1986), situado en una brecha de relleno kárstico en un afloramiento cretácico, enrasado topográficamente con la discordancia entre las unidades 5 y 6 del Terciario (Fig. 2.6). Cabría interpretarlo pues como resultado del descenso del nivel de base fruto de la tec-

tónica y los subsiguientes procesos de descenso del nivel de base, karstificación y relleno descritos entre ambas unidades.

La unidad se **correlacionaría** además con las siguientes:

En la cuenca de Almazán:

- **UTS 5** (Mioceno superior–Plioceno) de ARMENTEROS *et al.* (1989).
- Unidad Litoestratigráfica de **Valdecastilla** (Mioceno medio-superior) de RAMOS y ALONSO (1990).
- **UTS 9**, Páramo Superior o Páramo 2 (Plioceno) de las hojas MAGNA (RUIZ, 1991).
- Parte superior de la **UTS T6** (Mioceno superior–Plioceno inferior) de BOND (1996), en la que agrupa los dos últimos ciclos sedimentarios posteriores a la fase tectónica *Neocastellana*.

En síntesis general del Duero, con la **S-9** (Mioceno superior) de CORROCHANO y ARMENTEROS (1989) y con la Secuencia Superior Neógena de ALONSO-GAVILÁN *et al.* (2004), quienes la agrupan con los conglomerados de Tariego y consideran como la primera secuencia de vaciado de la cuenca (Mioceno superior–Plioceno).

En el sector de Aranda de Duero–Honrubia, con la Unidad Superior (Turoliense probable) de GARCÍA DEL CURA (1974) y la Unidad Superior (Vallesiense-¿Turoliense?) de ARMENTEROS (1986).

En áreas centrales del Duero, con:

- Unidad Superior (**Unidad 4**, Vallesiense superior–Turoliense o incluso Plioceno) de MEDIÁVILLA y DABRIO (1986, 1988).
- **UTS 3** (de techo Turoliense superior, MN 13) de RUIZ *et al.* (1996).
- **UTS 4** (Turoliense medio-superior) de MEDIÁVILLA (2001).



Fig. 2.6. Yacimiento de Escobosa de Calatañazor, en un pequeño afloramiento cretácico (K) saliente en el techo de la Unidad 5 terciaria, que marca el principal replano topográfico. Al fondo, cerro testigo con materiales de la Unidad 6 terciaria.

2.2.2.6. Cuenas periféricas.

Se concluirá la descripción de los materiales terciarios de la zona con las dos cuencas periféricas comprendidas aunque no en su totalidad en el área estudiada: **Numancia-Tartajo** y **Campisábalos**, diferenciadas por la acción de distintas etapas tectónicas y cuyo relleno ha sido al menos para ciertas épocas independiente de las principales cuencas terciarias.

La depresión o cuenca de Numancia-Tartajo.

Denominada así por NAVARRO (1991a), se trata de una cuenca intramontañosa del macizo de Cameros (Fig. 1.3) y generada presumiblemente tras el cese de las principales fases de compresión alpinas. Presenta una geometría aproximadamente triangular, con una mitad S de dirección E-O, instalada según la estructura del sinclinal alpino de Calderuela, al que fosiliza en parte (Mapa 2); y una rama NNO-SSE, fuera del área estudiada, que se prolonga hasta Almarza al pie de la Sierra de Cameros, y según la cual además se ha labrado el valle del río Tera. El conjunto está a su vez compartimentado en diversas subcubetas y pequeños macizos mesozoicos aflorantes, lo que denota

una tectónica de bloques según pequeños *pop-ups* como la propuesta para este tipo de cuencas por GUIMERÀ *et al.* (2000).

Al menos durante el primer episodio neógeno, tuvo una sedimentación independiente de la Cuenca de Almazán. En los materiales correspondientes a este primer episodio se pueden distinguir a grandes rasgos dos facies:

Facies detrítica: a la que NAVARRO (1991a) se refiere de manera informal como **Formación Tartajo** y en la que distingue a su vez cuatro subfacies, que van desde unos conglomerados masivos de bloques y cantos de borde de cuenca (abanicos aluviales proximales) a unas lutitas rojas centrales (áreas distales), así como intercalaciones de gravas y arenas fluviales. Los cantos y bloques, angulosos, son fundamentalmente de areniscas del *Weald*; si bien en el borde S se observa una mayor influencia de cantos calizos mesozoicos, algo más rodados.

Facies carbonática: Descrita al N por REY y RIVERA (1981a), de manera local asociada a los afloramientos de calizas del *Grupo Oncala* (*Weald*). Presenta brechas calcáreas de borde que hacia áreas centrales pasan a calizas tobáceas y algales. Algunos afloramientos de caliza de este tipo hemos localizado en Canos, en

el borde N del área estudiada, y efectivamente asociados a calizas del Grupo Oncala.

La disposición de estos materiales es subhorizontal. Sólo de manera local se observan buzamientos en las capas, que no sobrepasan los 10-15° y pueden definir sinclinales muy laxos, como al E de Renieblas.

Sobre esta *Formación Tartajo* y sus equivalentes carbonáticos aparece de forma expansiva y ya conectada con la Cuenca de Almazán, a cotas superiores a los 1060 m, la descrita **Formación de Bloques de Numancia**, sin deformación reconocible y con pendiente deposicional hacia el S.

La horizontalidad de los depósitos de la *Formación Tartajo*, así como su carácter restringido, indican una edad neógena aunque anterior al episodio final expansivo marcado por la *Formación de Bloques de Numancia* (Unidad 6, final del Neógeno). Se correlacionaría por tanto más bien con la **Unidad 5** del Mioceno medio, edad similar a la estimada por NAVARRO (1991a).

La cuenca de Campisábalos.

En la esquina SO del Mapa 6 y del área estudiada aparece en las cumbres de la Sierra de Pela una pequeña mancha de materiales terciarios continentales. Corresponden a la mitad oriental de una reducida cuenca sinclinoria intramontañosa emplazada a cotas relativamente altas en la interferencia de direcciones estructurales del Sistema Central y la Ibérica castellana. La limitan a grandes rasgos al N una fractura de importancia regional, la *Falla de Somolinos*, y al S el macizo elevado de la *Sierra de Alto Rey*, que definen una cubeta sinclinal en materiales cretácicos (Fig. 2.7).

La existencia de estos terciarios llamó la atención desde antiguo de diversos autores, si bien su significado y relaciones con otras unidades y áreas han tardado en estar claros. Así, fue PALACIOS (1890) el primero en datar como **miocenos** estos materiales, que hasta entonces se consideraban en el conjunto del Cretácico sobre el cual aparecen. SCHRÖDER (1930) distingue dos unidades, una de Terciario inferior y otra de Terciario superior. En la misma época, KINDELÁN *et al.* (1931) interpretan toda la serie como eocena por similitud de facies con otras áreas, si bien reconocen la falta de argumentos fósiles. PÉREZ-GONZÁLEZ (1968) y BASCONES *et al.* (1982) distinguen dos episodios:

Paleógeno: con unos 30-40 m de margas calcáreas con niveles de calizas margosas y brechoides en frecuente cambio lateral, ligeramente discordantes sobre el Cretácico superior marino y pequeños buzamientos al N. Los interpretan como sedimentos lacustres continentales de edad eocena (BASCONES *et al.*, 1982) por correlación de facies. Sin embargo, recientemente HERNAIZ *et al.* (2005) los interpretan sin dificultad como las margas blancas, dolomías y brechas dolomíticas de la *Formación Valle de Tabladillo*, del Campaniense-Maastrichtiense, de ambiente mareal (llanuras, *sebkhas* y canales) y correspondientes a los últimos episodios marinos del Cretácico final, por lo que formarían parte del conjunto mesozoico.

Neógeno: En discordancia sobre la unidad anterior, se depositaron unos 200 m de alternancias de conglomerados principalmente calcáreos y en menor medida silíceos, así como arcillas rojas y areniscas. PÉREZ-GONZÁLEZ (1968) distingue dos facies: una del borde N, formada casi exclusivamente por conglomerados calcáreos y alguna intercalación margosa; y otra al S, detrítica fina, con conglomerados, margas calcáreas, calizas y areniscas. Corresponderían a un relleno de abanicos aluviales de procedencia septentrional con área fuente en un macizo calizo mesozoico desaparecido por erosión y situado inmediatamente al N, en lo que hoy es la depresión erosiva de Tiermes (Fig. 5.5). Su posición estratigráfica hace a BASCONES *et al.* (1982) situarlos en un Mioceno en sentido amplio. El resto paleontológico estudiado por CRUSAFONT (1966), un astrágalo de jiráfido interpretado como posible *Deccenatherium* vallesiense o un sivaterínido del Turolense-Rusciniense, no debe considerarse para el establecimiento de la edad de la unidad, dado lo incierto de su posición estratigráfica.

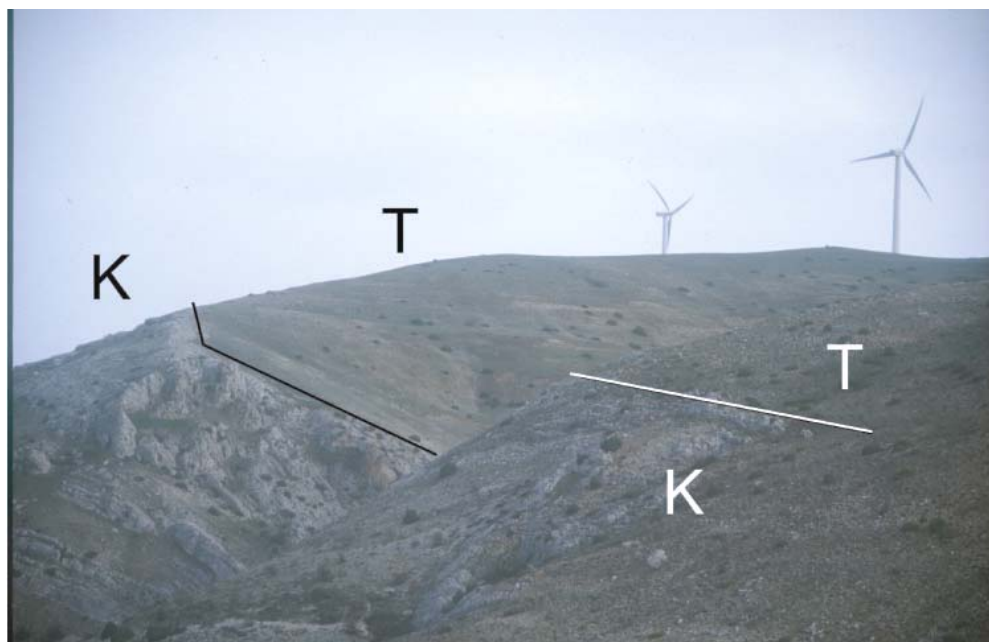


Fig. 2.7. Borde N de la cuenca terciaria de Campisábalos (T), dispuesta sobre materiales cretácicos (K). Cumbres de la sierra de Pela.

La falla de Somolinos, que constituye el borde septentrional de la cuenca, aparece fosilizada en la hoja de Ayllón (404) por materiales equivalentes a la Unidad 6 del Terciario (NOZAL y RUBIO, 2007), por lo que el relleno es anterior a ésta. Relaciones morfológicas como su posición respecto a superficies de erosión asociadas a la Unidad 5 terciaria, y que serán expuestas en el Apartado 4.2.3, sitúan la cuenca también como anterior a esta Unidad, por lo que encajaría bien con la edad de **Oligoceno-Mioceno inferior** propuesta en la Hoja de Riaza (432) por HERNALIZ *et al.* (2005), y por tanto correlacionable con la **Unidad 4 del Terciario**, y se trataría de una cuenca fruto de la fase tectónica Castellana.

2.2.2.7.El Mioceno terminal-Plioceno.

Tras la deposición de las calizas del Páramo superior (*Unidad 6*), consideradas como el fin de la sedimentación neógena en régimen endorreico, existen evidencias de nuevas deformaciones tectónicas en el área central peninsular, correspondientes a las fases **Torrelaguna** de CAPOTE *et al.* (1990), del Vallesiense superior (MUÑOZ MARTÍN, 1997), e **Iberomanchega I** (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1979), de probable edad rusciniense. El régimen tectóni-

co general sería similar al expuesto desde el Mioceno medio, esto es, de compresión residual o desgarre NO-SE y distensión uniaxial E-O, que producen retoques de escasa importancia en el conjunto de la cuenca (CORTÉS y MAESTRO, 1997, 1998; CORTÉS Y CASAS, 2000). La tectónica distensiva pliocena parece más bien propia de áreas más orientales, como el surco de Valencia (JANSEN *et al.*, 1993).

Dicha tectónica se traduce en la cuenca de Almazán en pequeñas deformaciones observables precisamente en las calizas de la Unidad 6, cuyos buzamientos se pueden asumir como originalmente horizontales frente a las facies detríticas que pueden presentar pendientes deposicionales de consideración, en especial las más proximales. Así, se observa en primer lugar un basculamiento general de la Unidad 6 desde los bordes hacia el centro de la depresión, lo que indica la continuidad de los movimientos de elevación de los marcos montañosos respecto a la cuenca; basculamiento que no suele sobrepasar los 10-15° en los bordes (Fig. 2.8). Por otro lado, y en los altos de Bordecorex-Barca, donde la formación caliza adquiere su mayor extensión, presenta además una deformación según pliegues amplios y muy suaves de direcciones en general ENE-OSO (Fig. 2.9) y fracturas y diaclasas-

do con la misma orientación (CORTÉS *et al.*, 1996), así como NO-SE. También se observa algún pliegue de direcciones submeridianas. Fuera del área estudiada aunque sin salir de la cuenca de Almazán, LENDÍNEZ (1991) cita también una fracturación en las calizas del Páramo de dirección dominante ENE-OSO, con alguna falla normal de desplazamiento métrico.

Consecuencia de los relieves diferenciales creados por la tectónica, se generará además un *pediment* erosivo, la superficie M₂ de SCHWENZNER (1936). Ésta arrasa algunas de las estructuras visibles en los páramos y elimina parte de la serie neógena final, definiendo el relieve plano actual de gran parte de la mitad sur del área estudiada. El análisis de esta superficie se hará en el capítulo correspondiente.

Inmediatamente posterior a esta tectónica y al *pediment* M₂ turolense-ruscinienses sitúan AGUIRRE *et al.* (1974, 1976) el yacimiento de mamíferos de Layna (Soria), del Rusciniense superior–Villafranquiense inferior, MN 15-16, según diversos autores que lo han estudia-

do (AGUIRRE *et al.*, 1974; ALBERDI, 1974; SORIA y AGUIRRE, 1976; LÓPEZ MARTÍNEZ, 1977; GUERIN y SANTAFÉ, 1978; PÉREZ y SORIA, 1989-90). Se trata de un yacimiento situado en un relleno kárstico en el jurásico de la Ibérica castellana, al S de Arcos de Jalón, por lo que su relación con los rellenos terciarios no es evidente. Está situado topográficamente más bajo que los sedimentos terciarios del entorno correspondientes al borde SE de la cuenca de Almazán, por lo que podría corresponder a un relleno fosilizado por éstos como consideran GRACIA *et al.* (1996). O bien, como establecen AGUIRRE *et al.* (1974) y se puede deducir de los datos estratigráficos y tectónicos regionales, estar ya relacionado con los ciclos de incisión y karstificación del Plioceno posteriores a la sedimentación y los aplanamientos generalizados, aunque anteriores a la jerarquización de la red fluvial subactual. En BARETTINO (1995, coord.) se habla de la existencia de abanicos aluviales muy locales locales del Rusciniense alto, relacionados con esta etapa, y que colmataron depresiones kársticas preexistentes.

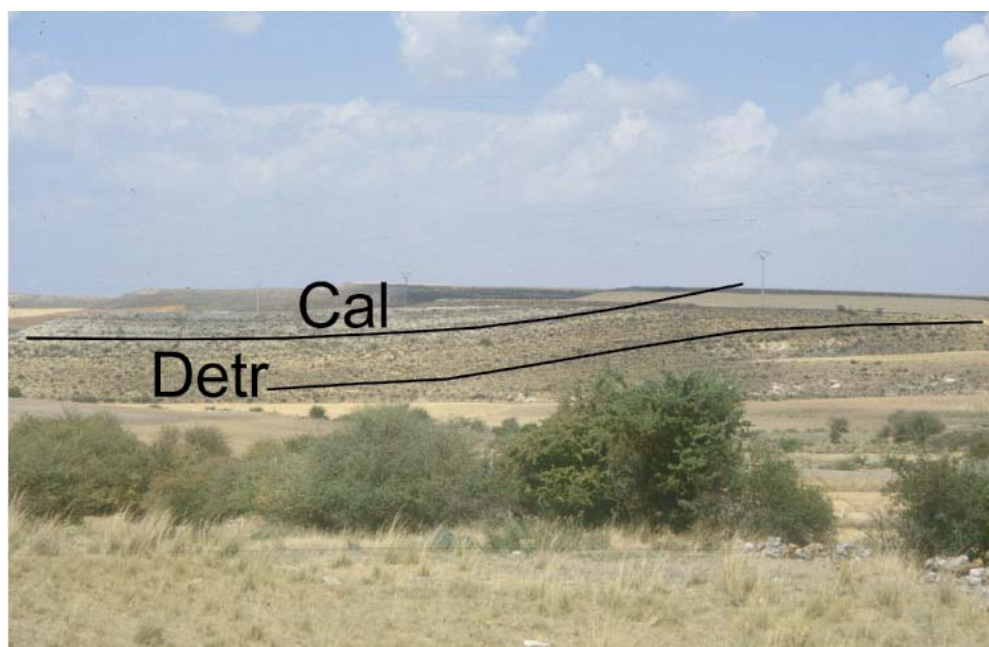


Fig. 2.8. Facies detríticas (Detr) y calizas (Cal) de la Unidad 6 terciaria, en las cercanías de Marazovel (borde S de la cuenca de Almazán), ligeramente basculadas y biseladas por la Superficie M₂. Se ha marcado la estratificación para mayor claridad.

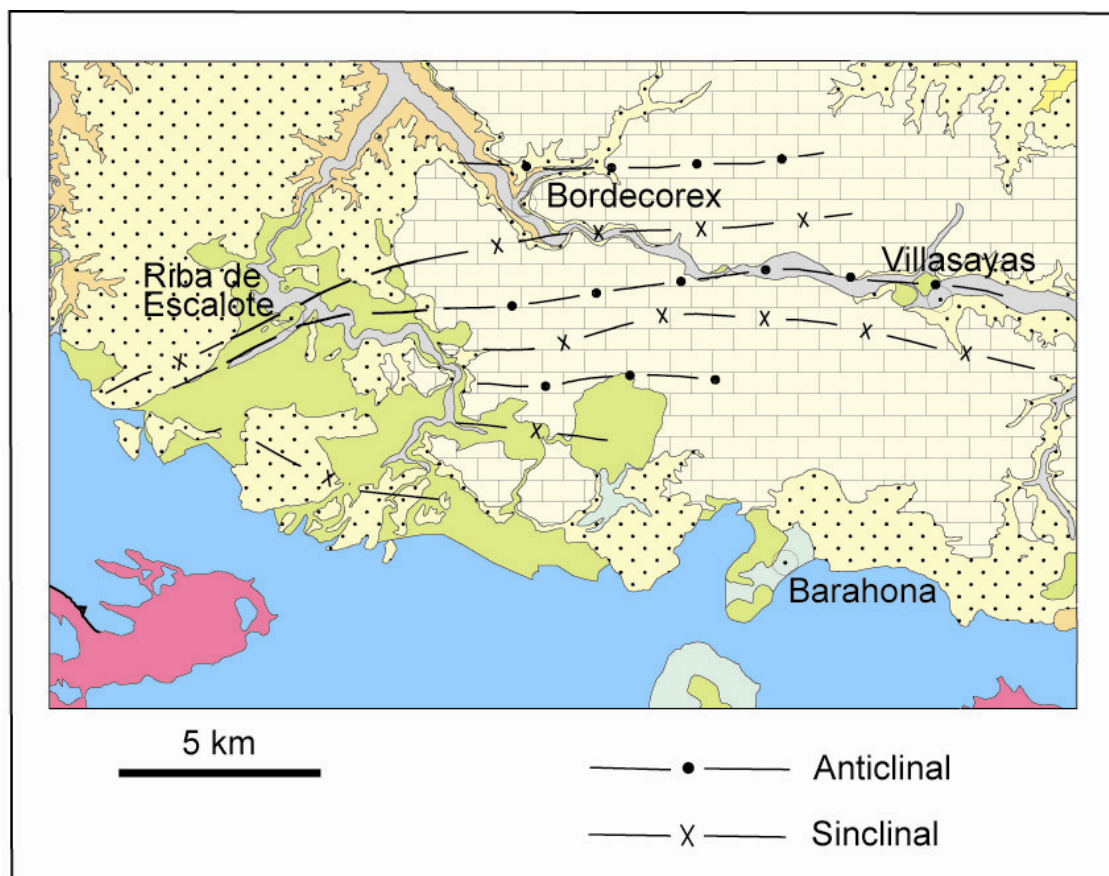


Fig. 2.9. Estructuras de plegamiento localizadas en la Unidad 6 del Terciario (sobre el mapa geológico de la Fig. 2.4).

PÉREZ y SORIA (1989-90) deducen del estudio del yacimiento un **clima** para el momento relativamente árido y de temperaturas elevadas, aunque sin llegar a valores extremos. El paisaje existente estaría formado por matorral o bosque abierto, con alguna similitud con el bosque de montaña.

Y posterior a estos elementos se sitúa la fase tectónica **Iberomanchega II**, en torno a los 3 Ma, momento a partir del cual existen además los primeros datos que apuntan a una crisis climática tendente hacia características más frescas y de mayor irregularidad pluviométrica, que serán las propias del Cuaternario (MOISSENET, 1984; ANADÓN *et al.*, 2002). En torno al límite Plioceno-Cuaternario se desarrollaría un último ciclo de aplanamiento, cuyo resultado sería la superficie de erosión M₁ de SCHWENZNER (1936).

Pero el hecho morfosedimentario más importante ocurrido durante esta etapa será el paso de las cuencas interiores peninsulares del régimen endorreico típico del Terciario al **régi-**

men exorreico actual, lo que tradicionalmente se ha asimilado a las variaciones climáticas y movimientos tectónicos del límite Plioceno-Cuaternario (BARDAJÍ *et al.*, 2000).

AGUIRRE (1989), por ejemplo, sugiere que este cambio se produciría de manera definitiva a raíz de la alteración tectónica *Iberomanchega II* del Villafranchense medio-superior, mientras que el primer depósito característico de este nuevo régimen sería la raña.

MARTÍN-SERRANO (1991), sin embargo, afirma que para explicar la formación de las rañas o el paso al exorreísmo no hace falta evocar una tectónica ni una variación climática específicas, sino que fueron fenómenos heterócronos y graduales fruto de la interacción de multitud de factores, entre los cuales el definitivo sería la captura de las cuencas interiores por la erosión remontante de los sistemas fluviales con un nivel de base más bajo correspondiente al nivel del mar. Con el consiguiente incremento del gradiente se pasaría de la sedimentación “tranquila” o no sedimentación finineógena a la sedimentación gruesa, por ejemplo, de la raña.

Los materiales más antiguos de la **cuenca del Duero** interpretados como correspondientes ya a un régimen exorreico y al comienzo de la red fluvial son los de la Unidad de Tariego, del Turolense superior (SANTISTEBAN *et al.*, 1997; PÉREZ *et al.*, 2001). Están representados por depósitos detríticos y carbonáticos de canales fluviales efímeros, llanuras de inundación y áreas encharcadas, encajados en la unidad neógena anterior.

En el conjunto de la cuenca del Duero, los sedimentos tipo raña los agrupan ARMENTEROS *et al.* (2002) en su *Unidad 7*, como depósitos asociados o inmediatamente posteriores a la apertura exorreica de la cuenca. Esto lleva acarreada su heterocronía, que establecen desde un Mioceno superior en el borde O a un Plioceno superior–Pleistoceno en el E.

En el SE de la cuenca del Duero, en el borde de Riaza y Ayllón, al O de la zona estudiada, aparecen unos depósitos de características análogas a las rañas (ORDÓÑEZ *et al.*, 1976; ARMENTEROS, 1986; MOLINA y ARMENTEROS, 1986; NOZAL y RUBIO, 2007), encajados en o situados sobre una superficie de erosión equivalente a la M_2 y anteriores a la superficie M_1 y a las terrazas más altas del sistema fluvial del Riaza. Corresponden a abanicos aluviales enraizados en el borde de Ayllón en la sierra homónima y en el área triásica de Tiermes, por lo que representarían el último episodio de la elaboración del piedemonte, y consisten esencialmente en una unidad inferior de arcillas rojas y una superior de gravas silíceas. El esquema evolutivo propuesto por los autores sería de manera sintética:

- Superficie de colmatación terciaria (M_3).
- Tectónica con generación de abombamientos de gran radio (Torrelaguna-Iberomanchega I).
- Formación de la superficie erosiva superior S_1 (o M_2), y karstificación asociada.
- Desarrollo de suelos rojos bajo un clima húmedo cálido estacional en los bordes paleozoicos y mesozoicos.
- Erosión, transporte y sedimentación de los suelos mediante mecanismos de *mud flow*, y

sedimentación de la Unidad inferior lutítica, superior a los 10 m de espesor.

- Sedimentación de la Unidad superior de gravas o “raña” s.s. en régimen aluvial *braided* de gran capacidad de transporte.
- Fase tectónica de fracturación que afecta al depósito (probable Iberomanchega II).
- Génesis de la superficie erosiva inferior (M_1), que se encaja en el depósito.
- Encajamiento de la red fluvial actual.

El carácter azoico de estos depósitos impide la datación precisa, aunque por sus relaciones estratigráficas y geomorfológicas se ha situado en el intervalo entre el Mioceno superior (posterior a la Unidad 6 terciaria y la superficie M_2), y el Plioceno superior (probablemente anterior a la fase tectónica Iberomanchega II, del Villafranquiense inferior-medio).

A partir de datos obtenidos mediante trazas de fisión en apatitos en el **Sistema Central** español por BRUIJNE y ANDRIESSEN (2002), se habla de un máximo de actividad denudativa a partir del Mioceno superior y Plioceno por este cambio en el sistema de drenaje a condiciones exorreicas, asociado además en el caso de Guadarrama a tectónica de elevación.

GUTIÉRREZ SANTOLALLA *et al.* (1996), en las **cuenkas interiores de la Ibérica**, ven también el tránsito al exorreísmo como un proceso gradual en el tiempo y el espacio, que puede estar representado en distintos sectores por sedimentos endorreicos, hiatos erosivos o de no sedimentación y depósitos aluviales exorreicos. Así, por ejemplo, las cuencas de Teruel y Calatayud habrían sido capturadas respectivamente por un sistema paleo-Turia y paleo-Jalón en torno al Plioceno inferior. La sedimentación endorreica generalizada habría acabado en el Rusciniense, aunque de manera singular persistiría hasta el Plioceno superior–Pleistoceno controlada por subsidencia local en pequeñas cubetas al N de Teruel, como en la del Jiloca (GRACIA, 1993), o en la cuenca intramontañosa de Villarroja (La Rioja), del borde de Cameros con la cuenca del Ebro (MUÑOZ, 1992; ANADÓN *et al.*, 2002).

Otros depósitos de esta edad en la **Cordillera Ibérica** serían las brechas “Mortadela” o *Glacis I* de pequeños cantos jurásicos, matriz limosa roja y signos de encostramiento, que se sitúan al pie de muchos escarpes calcáreos con espesores máximos de 30 m (MOISSENET, 1984). AGUIRRE *et al.* (1976) los sitúan en la base del Plioceno superior Villafranquiense, como depósito asociado a la fase Iberomanchega I. En el Plioceno superior terminal–Pleistoceno inferior, posteriores a la Ibero-manchega II, se situarían los cantos gelifractados de El Pinar y la Puebla de Valverde, muestra del comentado enfriamiento climático de la época (AGUIRRE *et al.*, 1976).

En los bordes del macizo del Moncayo y la Ibérica aragonesa con las cuencas del Ebro y Almazán, aparecen descritos unos sistemas muy extensos de **glacis** de erosión-depósito, de escaso espesor y encajados en las superficies de erosión y colmatación neógenas. IBÁÑEZ *et al.* (1983) y PELLICER (1984) definen dos sistemas en el borde del Moncayo, separados entre sí unos 40 m y encajados unos 50 m en los niveles terciarios. Los datan como pliocuaternarios, presumiblemente relacionados con tectónica de dicha edad. Los depósitos consisten en conglomerados no cementados muy heterométricos (de tamaño bloque a grava), con clastos fundamentalmente de cuarcita y arenisca, y matriz arenosa. Formas y depósitos similares aparecen también por ejemplo en el borde del macizo de Montalbán con el Ebro, con los glacis encostrados villafranquienses de PAILHÉ (1984).

En la **cuenca de Almazán**, relacionados con esta morfodinámica existen replanos erosivos, que serán estudiados en el Capítulo 4. Los únicos depósitos posiblemente relacionados son los mencionados “glacis pliocuaternarios” de la falda del Moncayo (PELLICER, 1984); mientras que otros depósitos que algunos autores habían relacionado de manera amplia con rañas pliocuaternarias, como son las formaciones de bloques y gravas silíceas del borde N (QUINTERO y MANSILLA, 1981; FERREIRO, 1991; NAVARRO, 1991a; RUIZ y VALVERDE, 1991; VALVERDE, 1991; ARMENTEROS y MEDIAVILLA, 1997) se han hecho corresponder aquí con el episodio 6

del relleno terciario general de abanicos aluviales en régimen endorreico (Aragoniense final–Vallesiense) o con terrazas fluviales, al igual que en el borde burgalés de la Demanda (BENITO CALVO, 2004).

Por último, en la Fig. 2.10 se presenta un perfil sintético que ilustra las relaciones espaciales y temporales entre las diferentes unidades y facies terciarias definidas.

2.2.3.El Cuaternario.

Los materiales cuaternarios y su correspondencia con la dinámica regional serán ampliamente examinados en distintos capítulos de este trabajo, por lo que baste decir aquí que corresponden principalmente a depósitos fluviales: fondos de valle, llanura aluvial y sistemas de terrazas del Duero y diversos afluentes, depósitos generalmente detríticos aunque en algunos casos travertínicos. También existen abanicos aluviales ligados generalmente a la dinámica fluvial en las desembocaduras de cursos menores, depósitos de áreas endorreicas de diversa naturaleza en función de su medio de deposición y acumulaciones eólicas arenosas ligadas a la deflación de materiales aluviales, endorreicos y del sustrato terciario; y de manera extensiva, depósitos de vertiente como resultado de diversos procesos gravitacionales y de helada-deshielo.

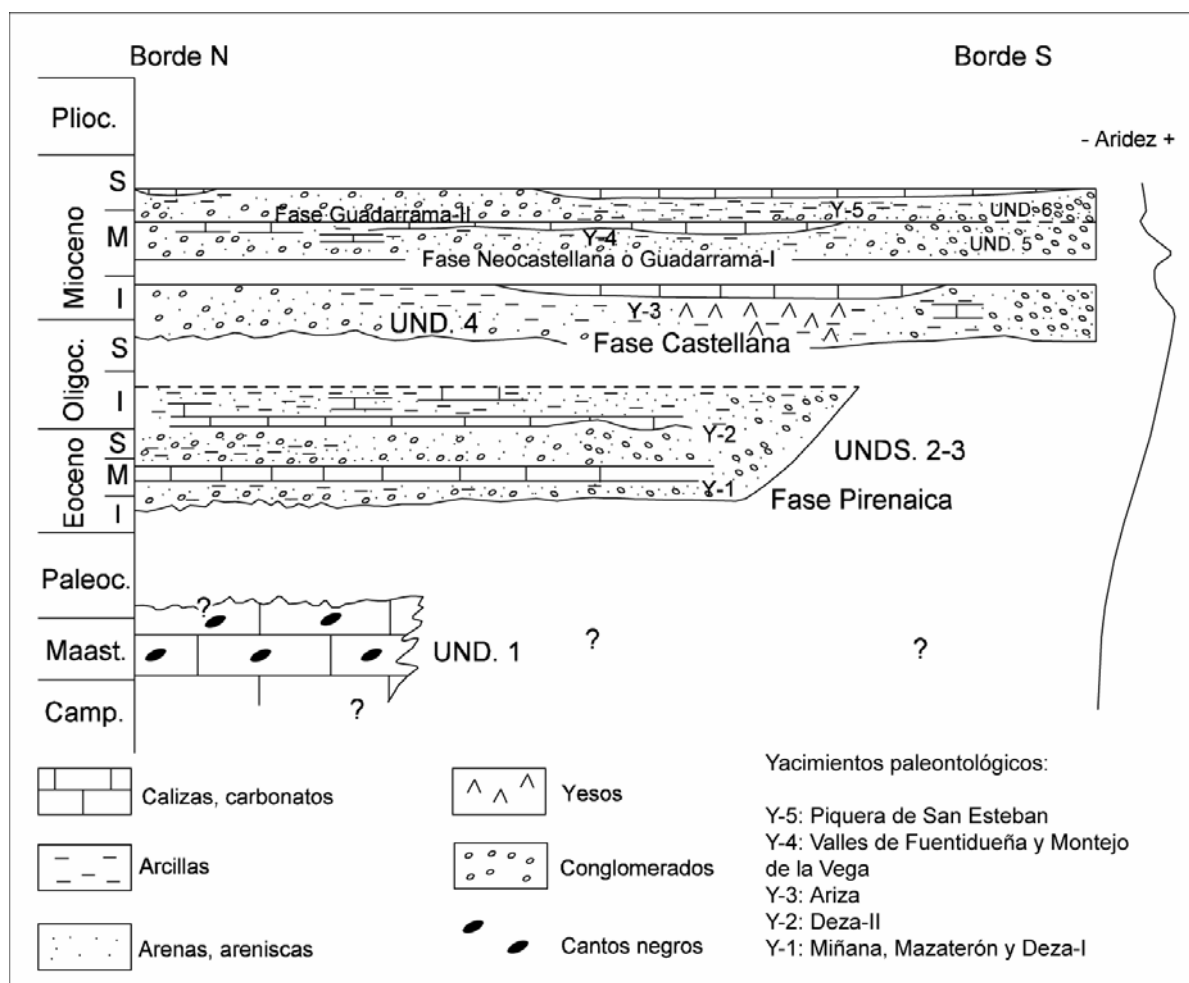


Fig. 2.10. Esquema de relaciones espaciales y temporales del relleno terciario de la cuenca de Almazán. Sin escala.

PARTE 2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO. INTRODUCCIÓN

En esta parte se van a exponer los resultados obtenidos en el estudio geomorfológico analítico de la zona, divididos en una serie de capítulos correspondientes a los grandes aspectos que han dado lugar al paisaje. Se estudiarán así unos relieves “climáticos”, representados por los sistemas de superficies poligénicas, las formas fluviales y las eólicas, cuya fisonomía es resultado de procesos esencialmente controlados por el clima. Y un modelado más bien “azonal”, representado por los procesos de ladera así como los relieves de mayor condicionante litológica, como son los sistemas kársticos y los determinados por la disposición de los materiales (relieves estructurales).

Dichos resultados aparecen también recogidos de manera cartográfica en los siete **mapas fuera de texto**, donde se han representado las formas de relieve de la región. Cartografías a las que se hará referencia constante a lo largo de todo el desarrollo.

Para su confección se han adoptado de manera general la clasificación y el diseño cartográfico de MARTÍN-SERRANO y SALAZAR (2005), desarrollados a su vez a partir de los mapas franceses de Tricart (CNRS, 1970), de base genética. No obstante, dadas las particularidades de la zona y el objeto de estudio detallado frente a los más generales anteriores, no ha sido conveniente seguirla al pie de la letra aun considerando sus ideas fundamentales. Los mapas contienen así diferentes niveles de información:

- Una base altimétrica y planimétrica en color sepia, extraída y simplificada de la BCN25 del Instituto Geográfico Nacional.
- Un sustrato geológico también simplificado en áreas no cubiertas por formaciones superficiales. Este sustrato se representa como un fondo de tonos claros.

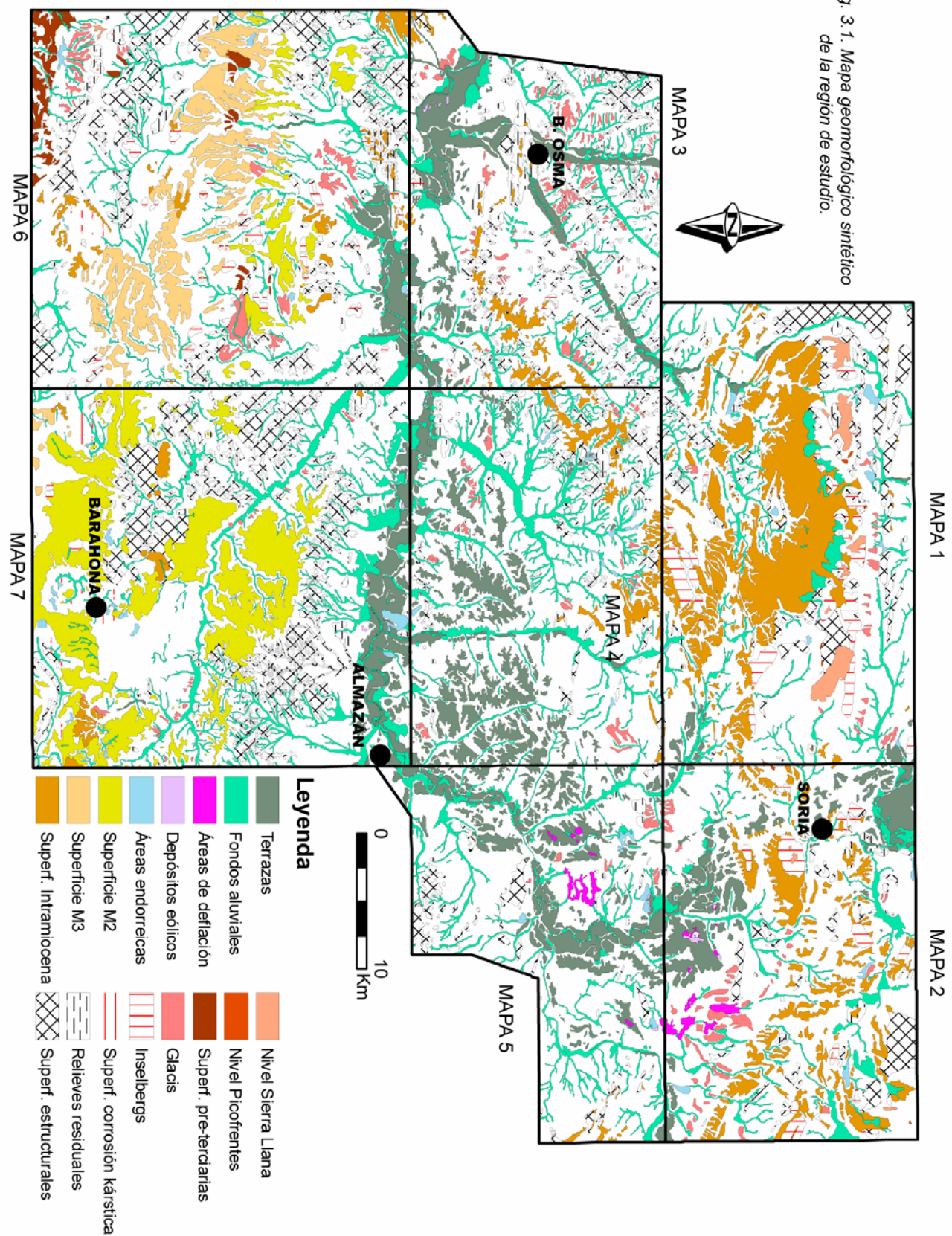
- Formaciones superficiales, propias de un mapa geomorfológico, y representadas con rellenos de color de mayor saturación que en el sustrato de manera que destaquen sobre el fondo.
- Formas del terreno de representación puntual, lineal o superficial. En este último caso contienen un tramado repetitivo o que señale una dirección de flujo, salvo las áreas de cárcavas y de fuerte erosión hídrica, que se han querido destacar con relleno de color rojo.

Los colores utilizados para la simbolización de depósitos superficiales y formas del terreno son también los propuestos por MARTÍN-SERRANO y SALAZAR (2005), basados en la morfogénesis: verde para fluviales, azul para lacustres-endorreicos, negro para estructurales, rojo-rosa para kársticos, amarillo-naranja para eólicos, morado-marrón para gravitacionales, marrón-anaranjado para los poligénicos y beige verdoso para los antrópicos.

Todos estos elementos aparecen definidos en la leyenda común a todos los mapas: depósitos, formas del terreno y sustrato geológico.

No obstante, dado que se trata de una región bastante amplia y cartografiada a una escala relativamente grande en diversos mapas no incluidos en el texto a los que se va haciendo referencia a lo largo de esta memoria, podría resultar fácil perder la visión de conjunto. Para evitarlo se ha realizado la **síntesis geomorfológica** expuesta en la Fig. 3.1, mapa en el que se han generalizado diversas unidades y eliminado otras, reduciendo así la leyenda al mínimo posible sin perder tampoco su valor descriptivo. También se han simplificado las geometrías y se han añadido los límites de los mapas fuera de texto, de manera que con la consulta de esta figura el lector podrá en cualquier momento situar en un contexto más amplio los elementos que se vayan analizando.

Fig. 3.1. Mapa geomorfológico sintético de la región de estudio.



4. SUPERFICIES POLIGÉNICAS

4.1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

El paisaje de gran parte de la región central española, y por ende de la propia cuenca de Almazán y sus bordes montañosos de la Cordillera Ibérica, se encuentra determinado por un elemento esencial que son las amplias **altiplanicies**, colgadas respecto a los actuales niveles de base de los valles. Dichas altiplanicies reciben localmente el nombre de *páramos*, *llanos* o *altos*, y se sitúan a distintas cotas según una disposición general escalonada y ligeramente inclinada hacia el centro de las depresiones. Su origen radica en los procesos cíclicos de erosión-sedimentación que se dieron fundamentalmente durante el Neógeno, por lo que el establecimiento de un modelo de evolución geomorfológica regional previa a las redes fluviales cuaternarias pasa necesariamente por el estudio de estas superficies y sus relaciones con los rellenos sedimentarios y la evolución tectónica.

Entre los **primeros trabajos** que plantean en las Cadenas Ibéricas la existencia de fases de aplanamiento intraterciario, anteriores o coetáneas con los depósitos de relleno de las cuencas, están los de autores alemanes como LOTZE (1929), RICHTER (1930), BRINKMANN (1932) o RICHTER y TEICHMÜLLER (1932), quienes sitúan como pre-pontienses los arrasamientos de la Ibérica occidental labrados en macizos mesozoicos y paleógenos en torno a Soria capital.

HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1932a) reconoce en Somosierra-Riaza y Alto Rey la existencia de tres fases erosivas con impronta geomorfológica: la primera de ellas pre-cenomanense (posteriormente interpretada en parte como pre-triásica y en parte como la *Superficie en Paramera*, del Mesozoico-Terciario), la segunda de las rampas terciarias del Mioceno superior relacionada con las calizas de los Páramos, y la tercera de las rañas pliocenas.

En la misma época, BIROT (1933) describe la meseta de Sigüenza (provincias de Guadalajara y Soria) como una superficie que, aunque situada casi en su totalidad en unos mismos

materiales, mesozoicos subhorizontales, no es estructural sino erosiva. Esta superficie enrasaría además con el techo de la sedimentación “pontense”, por lo que tendría esa edad. También se habría desarrollado en el borde meridional de Alto Rey, en este caso sobre gneises prevariscos y calizas mesozoicas en la *Superficie de Hiendelaencina*.

La correcta interpretación de los paisajes de superficies escalonadas supone uno de los problemas tradicionales de evolución del relieve, y para ello se han seguido tres grandes hipótesis (PÉCSI, 1970): la rotura en bloques de una superficie continua previa; el encajamiento sucesivo de superficies de diferente edad (*escalonamiento policíclico*); o el resultado auto-dinámico de un proceso continuo de aplanamiento.

En la región central española no tardaron en proponerse los primeros modelos explicativos de esta disposición plana y escalonada del paisaje, que se pueden agrupar en dos de estas grandes líneas de interpretación: la de una penillanura inicial en el sentido de DAVIS (1899) desnivelada por tectónica posterior, y un escalonamiento policíclico a modo de *piedmonttreppe* de PENCK (1924). Se expondrán a continuación los principales modelos desarrollados por distintos autores según estas dos líneas interpretativas, así como nuevos enfoques propuestos más recientemente.

4.1.1. El modelo de escalonamiento policíclico.

Fue SCHWENZNER (1936) el primero en decir en el área montañosa central peninsular (Sistema Central e Ibérica castellana) que el relieve fundamental se articula en cuatro niveles o planicies erosivas con ligera inclinación hacia el centro de las cuencas, según un modelo de escalera de piedemonte o *piedmonttreppe*, limitadas entre sí por escarpes generados por el encajamiento progresivo de unas en otras y no por desnivelaciones tectónicas (Fig. 4.1).

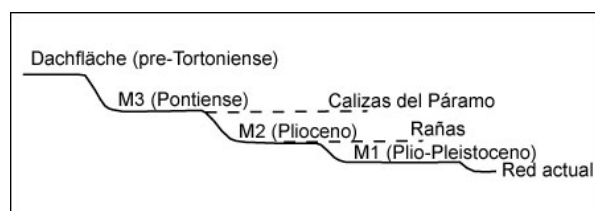


Fig. 4.1. Esquema del modelado de superficies de erosión escalonadas de SCHWENZNER (1936).

El nivel más elevado se halla circunscrito a las sierras e *inselbergs*, apareciendo como cumbres aplanadas, por lo que recibe el nombre de *planicie de cumbres* (*Dachfläche* o superficie D). De edad “intraterciaria”, sería una penillanura previa al comienzo de la sedimentación miocena en el Tortonense.

Los restantes tres niveles se agrupan alrededor del cuerpo de las montañas como extensos páramos o planicies de meseta (*Mesetafläche*), con los nombres de M₃, M₂ y M₁ por orden de mayor a menor cota y antigüedad. La superficie M₃, a unos 1.150-1.250 m y de edad “pontense”, se correlacionaría con el sediplano de colmatación de las cuencas terciarias. La superficie M₂, a 1.000-1.150 m en ambas Castillas, sería un pedimento que imprimiría el carácter plano en páramos como el de la Alcarria, a partir de la generación de relieves por los movimientos rodánicos del Plioceno. La superficie M₁, conservada en forma de terrazas altas y fondos de valle en las cabeceras, por la acción de una segunda fase tectónica pliocena. En la Fig. 4.2. se recoge un sector de su cartografía que comprende parte del área aquí estudiada.

Este esquema de cuatro niveles erosivos, aunque con reinterpretaciones en lo que se refiere a su significado y edad, ha sido el más seguido por trabajos posteriores del centro peninsular.

Así, los niveles D, M₃, M₂ y M₁ se corresponderían respectivamente con los niveles A, B, C y D de GLADFELTER (1971) en el Alto Henares, renombrados por BENITO CALVO (1997) como superficies de erosión 1, 2, 3 y 4.

En los sectores centrales de la Cordillera Ibérica han recibido los nombres de S1, S2, S3 y

S4 (GRACIA *et al.*, 1988), nomenclatura extendida al borde de Cameros-Demanda con el Duero por GRACIA *et al.* (1990), o al borde de la Ibérica con el sur de la cuenca del Ebro por SORIANO (1987).

El mismo esquema se ha seguido en el borde Duero-Sistema Central (FERNÁNDEZ, 1988), con una *Superficie de Cumbres* (D), *Superficie en Paramera* (M₃), *Superficie de Pediment* y *Culminante* (M₂) y *Superficie de Sustitución* (M₁); o en la cuenca de Ciudad Rodrigo, donde MOLINA *et al.* (1982) distinguen: un nivel de *Cumbres de Sierras* (D); una *Penillanura Granítica* (M₃); una *Superficie Antigua S1* (M₂); el *Glacis de la Raña*; y una *Superficie Prefluvial S2* (M₁), como primer nivel de terrazas.

En un trabajo reciente en la sierra de Atapuerca en Burgos (borde occidental de Cameros-Demanda con el Duero), BENITO CALVO y PÉREZ-GONZÁLEZ (2002) distinguen también los cuatro niveles clásicos: *Superficie de Cumbres S0*, *Superficie de Erosión Fundamental*, *Superficie Poligénica de los Páramos* y *Superficie Plio-Pleistocena*. Describen además un posible nivel intermedio entre el de cumbres y el fundamental, conservado en forma de hombreras y rellanos y al que no asignan una posición espacial y cronológica determinada. Estos cuatro niveles han sido reinterpretados y renombrados por BENITO CALVO (2004) como SE1, SE2, SE3 y SE4.

Dado que este modelo de cuatro niveles erosivos escalonados es el de mayor aplicación en estudios regionales y el de mejor correspondencia en principio con el relieve del área estudiada, será expuesto de manera detenida para cotejar los datos de diversos autores en distintas zonas aledañas a la presente; siempre referido a los bordes de la Cadena Ibérica y el Duero, ya que en el caso del Sistema Central una configuración morfológica similar parece tener significados evolutivos muy distintos.

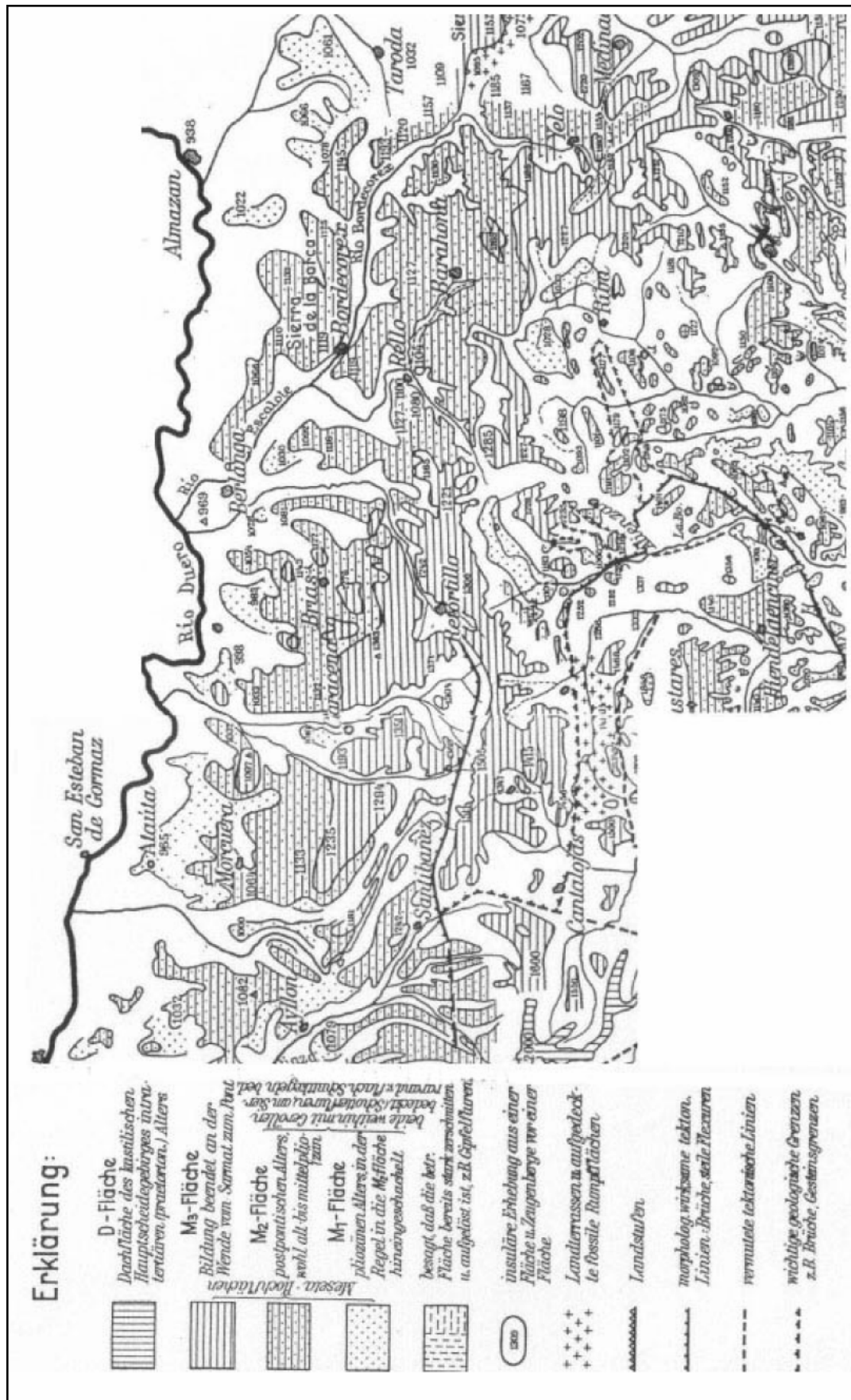


Fig. 4.2. Fragmento de la cartografía de Schwenzner (1936) correspondiente a la mitad meridional del área estudiada.

4.1.1.1. Niveles de cumbres (D).

SCHWENZNER (1936) afirma, basado en la forma de relieves aplanados y lomas muy anchas, que las cumbres de las regiones montañosas centrales peninsulares (Sistema Central e Ibérica castellana) corresponden a una antigua superficie de erosión a la que llamó **Dachfläche** o nivel **D**. Quedaría restringida en la actualidad a áreas por encima de 1.500 m de altitud, como en Alto Rey, replanos cimeros de Honrubia-Pradales, etc.; así como en las cuencas se correspondería con la discordancia de la base del Mioceno superior. La interpreta como una *penillanura pretortónica*, si bien considera que su edad puede llegar hasta el Tortonense (Mioceno medio).

En el Alto Henares (**Rama Castellana de la Cordillera Ibérica**), GLADFELTER (1971) define la **Superficie A**, generalmente por encima de los 1.220 m en serranías y relieves residuales tipo *inselberg*. La considera oligocena, al correlacionarla con sedimentos de esta misma edad. En la misma área, BENITO CALVO (1997) y BENITO CALVO *et al.* (1998), por su carácter de relieves residuales y no de superficie s.s. la llaman **relieves residuales culminantes**, que destacan sobre los páramos circundantes como restos de una superficie de erosión degradada, la *Superficie de Erosión 1*. Ésta se habría formado en un intervalo que podría abarcar parte del Oligoceno y del Mioceno. Algo más al E, en Maranchón-Layna, GRACIA *et al.* (1996) la localizan en relieves residuales como Sierra Ministra o el Alto de San Sebastián por encima de los 1.300 m.

En la **Ibérica central**, PEÑA *et al.* (1984) definen la **Superficie Intramiocena** bajo una discordancia que arrasa las calizas jurásicas, posteriormente exhumada de manera parcial por eliminación de la cubierta del Mioceno superior–Plioceno inferior. Sería por tanto previa al episodio equivalente a la Unidad 6 del Terciario en el Duero. Además de esta superficie estratigráfica parcialmente exhumada, reconocen que los relieves residuales de cumbres preservados de la erosión a 150-200 m

por encima de un nivel de arrasamiento generalizado, la *Superficie de Erosión Fundamental*, podrían formar parte igualmente de esta *Superficie Intramiocena*, que habría sido desnivelada por la tectónica posterior. GRACIA *et al.* (1988) y GUTIÉRREZ ELORZA y GRACIA (1997) denominan **Superficie de Erosión S1** a estas cumbres aplanadas de la mayoría de las sierras. En el entorno de Gallo-canta, GRACIA *et al.* (1999) la describen además como una planicie que rodea a extensos relieves cuarcíticos anteriores. Al correlacionarla con la discordancia intramiocena en la cuenca, estos autores la consideran de edad Aragoniense (tránsito Mioceno inferior-medio).

En la **Ibérica aragonesa**, en el borde con Almazán, aparece también citada bien en posiciones dominantes, por encima de los 1.200 m con áreas de afloramiento muy reducidas en relieves residuales; o bien exhumada en la cuenca arrasando las crestas de cuevas y *hogbacks* (NAVARRO, 1991b). PELLICER (1984) reconoce que **cumbres** como las del Moncayo (2.313 m) y serranías como La Pica o Toranzo, representan un nivel de erosión de edad Oligoceno, mientras que la superficie **Intramiocena** aparecería exhumada en el borde de cuenca. En el borde con la cuenca del Ebro, SORIANO (1987) considera que su edad queda comprendida entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio.

En el borde meridional de **Cameros-Demanda**, LEMARTINEL (1985) la describe como una superficie en las crestas y zonas altas como en la sierra de Cabrejas o los Montes de Cervera, en algunos puntos cubierta con cantos cuarcíticos procedentes de la sierra de la Demanda. También se encontraría en la cuenca bajo el Mioceno, y le asigna una edad de Oligoceno superior. Considera igualmente en este nivel los relieves cimeros de la sierra de la Demanda (por encima de los 2.000 m), frente a interpretaciones anteriores como relieves “pretriásicos” (*cf.* BOMER y RIBA, 1984).

GRACIA *et al.* (1990) extienden al sector la nomenclatura de **S1** de la Ibérica central para

este nivel, reconocido en sierras como la de Cabrejas, Llana, etc., en forma de replanos elevados a 1.240-1.280 m sobre los que destacan relieves residuales como el de Picofrentes. Acorde con los datos de la Ibérica central, la consideran sincrónica con las facies “Cuestas” del Mioceno medio (Unidad 5 del Terciario). La citan además como fosilizada por depósitos miocenos y parcialmente exhumada en los *pediments* de macizos residuales cretácicos en torno a Soria capital.

Similar criterio sigue SANZ (1992a, 2001), quien la considera en este mismo borde como un replano pre-finimioceno degradado tipo *penillanura* en las mismas sierras de Cabrejas y Sierra Llana, así como en macizos residuales como en San Leonardo de Yagüe, Ocenilla, Hinodejo, San Marcos o Castillejo, alineados en dirección NO-SE según fracturas. Estima que estos relieves nunca fueron cubiertos por el neógeno y reconoce en algunos de ellos la incisión de una red fluvial incipiente y una intensa karstificación de dolinas y lapiares.

En la **sierra de Atapuerca**, ZAZO *et al.* (1983) describen en posición culminante la superficie **S0** como del Oligoceno, o al menos nunca cubierta por depósitos del Mioceno superior. Para BENITO CALVO y PÉREZ-GONZÁLEZ (2002, 2005, 2007) o BENITO CALVO (2004), quien la llama SE1, su formación está relacionada con brechas calcáreas del Oligoceno-Mioceno inferior (Unidad 4 del Terciario), si bien en otros puntos aparece fosilizada por depósitos del Mioceno medio o enlaza con las facies “Cuestas” (Unidad 5 del Terciario). Describen también formas exokársticas como dolinas de disolución y lapiares. Carecería de depósitos superficiales, con una delgada o inexistente cubierta edáfica que deja al descubierto el sustrato carbonatado.

En el **NE de la cuenca del Duero** (Lerma-Covarrubias-Santo Domingo de Silos), para PÉREZ GONZÁLEZ *et al.* (1994) es un aplanamiento posterior a la máxima compresión del Oligoceno-Mioceno inferior, afectado de fuertes incisiones en algunos puntos a modo de paleovalles que caracterizaron la configuración de los sistemas aluviales miocenos e incluso los fluviales cuaternarios y actuales. Sitúan su

posible génesis en el Mioceno inferior, al afectar al mesozoico y paleógeno y estar fosilizada por depósitos del Mioceno medio (facies Cuestas).

De la revisión de todos estos trabajos, se deduce en suma la existencia de un nivel o niveles localizados en relieves residuales de las áreas montañosas, que se corresponderían con discordancias estratigráficas en las cuencas terciarias (Duero, Almazán, Teruel) como consecuencia de desnivelaciones tectónicas posteriores. Por su relación con los rellenos sedimentarios, se han propuesto edades que oscilan desde el Oligoceno al Mioceno medio. Ello hace pensar en un nivel heterócrono, cuya elaboración concluye en momentos diferentes en diversos puntos, o bien que se están agrupando en un mismo nivel replanos distintos.

4.1.1.2. Superficie de erosión-colmatación de las cuencas terciarias (M_3).

SCHWENZNER (1936) define su **M₃** como una superficie amesetada que se establece en la divisoria hidrográfica entre las cuencas del Duero, Tajo y Ebro. Estima además la posibilidad, como posteriormente harán SOLÉ (1952) y BIROT y SOLÉ (1954), de que ésta constituya restos desnivelados de la descrita planicie de cumbres, si bien se inclina por considerarla como un nivel de arrasamiento posterior equivalente en las cuencas al techo de las calizas del Páramo “pontieneses”. Sería por tanto una superficie de erosión (en las áreas montañosas de borde) y colmatación (en las cuencas terciarias).

En la **Ibérica castellana**, GLADFELTER (1971), sin embargo, dice que la que él llama **superficie B** no se relaciona con el páramo pontiense, sino que es inequívocamente anterior a él. La localiza en el Alto Henares a cotas de 1.100-1.235 m, sin que en ningún caso afecte a sedimentos miocenos.

BENITO CALVO (1997), en la misma área, la denomina **superficie de erosión 2** y la localiza preferentemente en las zonas elevadas de divisoria de cuenca, así como en la cumbre plana de varios cerros testigo. Se instala preferentemente sobre las formaciones carbonáticas

liásicas, aunque también afecta a materiales triásicos, como en el anticlinal de Sigüenza. El enlace con los niveles de cumbres lo describe como una vertiente cóncava que no muestra cambios bruscos. Presenta además leves deformaciones en forma de depresiones y relieves positivos alargados según direcciones *Guadarrama* (OSO-ENE). A las depresiones corresponderían el propio valle cabecera del Henares y otros cursos menores, mientras que los cerros del anticlinal de Sigüenza marcarían un relieve positivo. Se presenta además salpicada de dolinas de disolución, en muchos casos capturadas por una red fluvial incipiente de cauces meandriformes de fondo plano, y se instalan en ella una serie de *poljes*.

GRACIA *et al.* (1996) la reconocen al SE de Medinaceli encajada unos 60 m en los niveles de cumbres y la correlacionan con la *Superficie de Erosión Fundamental de la Ibérica*, cuya elaboración final se habría producido en el Turoliense.

En el **sector central de la Ibérica** es donde esta superficie “finipontiense” ha recibido mayor atención, por su extensión de afloramiento y por constituir un nivel inicial sobre el que se encajan los sistemas kárstico y fluvial. OLMO *et al.* (1983) señalan en la zona de Odón (hoja nº 490 del Mapa Geológico de España) una superficie de erosión sobre el Mesozoico, o **Superficie de Erosión fundamental**, a 1.100-1.180 m, poligénica y policíclica, de modo que resulta difícil situarla en una edad concreta: La etapa óptima de su desarrollo la sitúan con el primer nivel de caliza de Páramos (Unidad 5 del Terciario), y sufriría un retrabajamiento para constituir un nivel de erosión-colmatación con la unidad final de Páramos (Unidad 6 terciaria). En el borde de la Rama Aragonesa de la Ibérica la datan por otra parte como una superficie intrapaleógena remodelada.

PEÑA *et al.* (1984) indican sin embargo que la *Superficie de Erosión Fundamental* enrasa perfectamente y en varios puntos con el techo de la *Serie Blanca* de Teruel, equivalente a la caliza terminal del Páramo de la Meseta. Citan también la karstificación posterior sufrida.

GRACIA *et al.* (1988) y GUTIÉRREZ ELORZA y GRACIA (1997) la denominan superficie de erosión **S2**. Partiendo de macizos

paleozoicos antiguos, su génesis la establecen en la reelaboración y denudación del *nivel de cumbres S1*, por adaptación a un nuevo nivel de base determinado por movimientos verticales. Por ello, los enlaces con los niveles anteriores se realizan mediante laderas suaves cóncavas, si bien en otros casos ven que el límite entre ambas superficies está tectonizado. Consideran igualmente que enrasa con las calizas del Páramo del Mioceno superior-Plioceno, mientras que en numerosos puntos aparece cubierta por depósitos detríticos rojizos adscritos al Plioceno. Similar criterio sigue SANZ-RUBIO (1999) en la cuenca de Calatayud, donde la interpreta como las superficies estructurales finales del relleno de carbonatos fluvio-lacustres del Vallesiense superior-Rusciniense inferior. Presenta aquí una moderada deformación (GRACIA *et al.*, 1988; SIMÓN, 1990), con abombamientos en Gúdar, Javalambre, Albarracín... detectados mediante contornos estructurales; y hundimientos escalonados como en la fosa plio-cuaternaria de Jiloca.

En el **borde meridional de Cameros-Demanda** se ha relacionado con los piedemontes erosivos de macizos montañosos mesozoicos en Cabrejas, Atapuerca, Covarrubias, coronando el cañón del río Lobos, etc. (LEMARTINEL, 1985; GRACIA *et al.*, 1990; PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1994; SANZ, 1992a y b, 2001; BENITO CALVO y PÉREZ-GONZÁLEZ, 2002, 2005; BENITO CALVO, 2004). Estos autores la describen como una superficie erosiva ligeramente basculada hacia el centro de la cuenca, que enlaza con las calizas superiores turolienses (Unidad 6 terciaria), y cubierta en algunos puntos por depósitos detríticos tipo “raña” al borde N de la cuenca de Almazán como en Covarrubias o en el cañón del río Lobos. Por su relación con los sedimentos terciarios, se ha considerado en general como Turoliense-Plioceno, si bien BENITO CALVO (2004) la reinterpreta como su SE2 del Astaraciense, relacionada con las facies de Tierra de Campos (equivalente a la Unidad 5).

No se observa más deformación que la comentada inclinación hacia las cuencas, si bien GRACIA *et al.* (1990) señalan una serie de

procesos de sedimentación, edáficos y kársticos posteriores que habrían afectado a la superficie, visibles más bien en las calizas terciarias.

En síntesis, por tanto, se considera en general aunque no de forma unánime como una superficie erosiva en los bordes montañosos y estructural de colmatación del Mioceno superior-Plioceno inferior en las cuencas, al menos al S y E de la de Almazán. Más problemática parece la correlación con el borde N, donde los autores la asocian igualmente a la colmatación de los Páramos, si bien estaría cubierta por “rañas”, depósitos detríticos que al menos en el sector aquí estudiado, así como en la sierra de Atapuerca (BENITO CALVO, 2004), se asocian a facies de borde de la Unidad 6 del Mioceno medio-superior. Esta circunstancia requiere un estudio detallado de dicho borde norte, para ver si se están correlacionando niveles diferentes, se trata de una superficie heterócrona o bien como señalan OLMO *et al.* (1983) una superficie policíclica asociada a diferentes etapas de erosión y sedimentación.

También es de destacar la deformación posterior sufrida, que sólo parece adquirir cierta importancia en el sector aragonés.

4.1.1.3. Superficie post-sedimentación neógena (M_2).

A la superficie M_2 la define SCHWENZNER (1936) como perteneciente a un ciclo erosivo “post-póntico”, esto es, posterior a la última unidad de sedimentación generalizada en las cuencas neógenas. Afecta a estructuras mesozoicas de los bordes y elimina también parte de la serie final neógena, lo que resulta reconocible al analizar las estructuras arrasadas que presenta esta última. El desarrollo superficial más amplio en la zona aquí estudiada lo adquiere como constituyente de las mesetas de los Altos de Barahona y los páramos de Barca-Bordecorex (Mapa 7), a altitudes en torno a los 1.120 m bajantes hacia el Duero. Por el contrario, algunos autores como SÁENZ GARCÍA (1953) o VÁZQUEZ HOEHNE (1994) la consideran en los miocenos como una superficie estructural de colmatación al no diferenciar este ciclo erosivo del

erosivo-sedimentario anterior, posibilidad que se rechaza en general aunque de manera no unánime en trabajos modernos.

Corresponde a la **Superficie de Páramo Superior** de MOLINA y ARMENTEROS (1986), quienes la cartografían esquemáticamente en el **SE del Duero** y **S de Almazán** como un replano erosivo sobre las calizas superiores miocenas, y en el que se encajarían las “rañas” plio-pleistocenas de Honrubia. En este borde de Honrubia, ORDÓÑEZ *et al.* (1976) la llaman superficie **S-1**, donde bisela los sedimentos miocenos finales del Páramo y estructuras de una fase tectónica pliocena que provoca abombamientos de gran radio.

NOZAL (2006) y NOZAL y RUBIO (2007) la asocian a la **Superficie Fundamental de la Ibérica**, como un replano de colmatación aunque con retoques erosivos sobre las calizas del Páramo superior (Unidad 6) en los páramos de Castillejo de Robledo y Ayllón. Sería claramente erosiva en los mesozoicos de borde, estaría fosilizada por la raña al menos parcialmente y su edad sería Turoliense-Plioceno, si bien venía elaborándose desde antes; de manera que agrupan en un mismo nivel morfológico este ciclo erosivo con el anterior de la M_3 .

En la **Ibérica Castellana**, GLADFELTER (1971) la llama **Superficie C** y BENITO CALVO (1997) **Superficie de Erosión 3**. Típicamente instalada sobre los mesozoicos del Alto Henares y las calizas del Páramo de la Alcarria en los que marca la topografía dominante a 1.180-1.063 m, también aparece en cerros testigo y enraizada en los bordes de relieves anteriores en forma de pequeños replanos adosados a los bordes de los valles fluviales. Marcarían en este caso los niveles de paleovalles correspondientes a las redes fluviales contemporáneas con la superficie. Destaca también la variedad de litologías sobre las que se instala, lo que introduce cierta variedad en su expresión morfológica: principalmente sobre materiales carbonatados del Lías y Dogger, aunque también sobre Cretácico superior y las distintas facies del Mioceno.

BENITO CALVO (1997) describe deformaciones en la superficie en forma de relieves positivos y depresiones, alargados según di-

recciones *Guadarrama* OSO-ENE condicionadas por pliegues y fallas, como en la superficie anterior, según las cuales se alinean sistemas de *poljes* y valles fluviales. Además de una karstificación marcada por los propios *poljes* y sistemas de dolinas, aparece escasamente encajada sobre la superficie una incipiente red fluvial meandriforme de funcionamiento esporádico.

Respecto a su edad, BENITO CALVO (1997) afirma que se puede haber formado en cualquier momento del Plioceno. VAUDOUR (1979), por el contrario, la relaciona muy en concreto con los depósitos de *terra rossa* datables en el yacimiento de Layna, por lo que tendría una edad del límite Rusciniense-Villafranquiense.

GLADFELTER (1971) habla además de la dificultad en ocasiones de separar esta superficie de la anterior más que en determinados puntos, lo que achaca al escaso relieve generado en el tiempo transcurrido entre ambos ciclos.

GRACIA *et al.* (1988) y GUTIÉRREZ ELORZA y GRACIA (1997), en la **Ibérica central**, la denominan **superficie S3**, fruto de un débil impulso tectónico del Plioceno inferior. También mencionan la dificultad en muchas zonas de diferenciarla de la superficie anterior, debido a que en las áreas de menor relieve, donde no habría actuado la tectónica, se produjo una simple reelaboración de la superficie S2 (M_3) hasta el Plioceno, sin un encajamiento claro. En zonas donde sí se diferencian, ambas superficies enlazan mediante una suave ladera cóncava de unas decenas de metros. Para estos autores además enrasaría con un último ciclo sedimentario del Plioceno inferior y estaría fosilizada por los depósitos de la *Unidad Roja* del Plioceno terminal.

SANZ-RUBIO (1999), en Calatayud, la reconoce como la **Superficie Finipliocena**, replano no generalizado que elimina parte de la serie de carbonatos final del Neógeno.

En el **borde de Cameros-Demanda** con el Duero, BENITO CALVO y PÉREZ-GONZÁLEZ (2002, 2005, 2007) y BENITO CALVO (2004) reconocen la **Superficie Poli-**

génica de los Páramos o SE3 del Turolense superior-Rusciniense, relacionada con la Unidad de Tariago de Cerrato, sobre las calizas terminales neógenas del borde burgalés de la sierra de Atapuerca y con pendiente general hacia el centro de la cuenca.

Más hacia el **centro del Duero**, aparece citada la **Superficie del Páramo** a unos 900 m e igualmente sobre las calizas lacustres del Mioceno superior. En la hoja geológica nº 374 de Peñafiel (LÓPEZ OLMEDO *et al.*, 1997) es definida como una superficie estructural aunque con retoques erosivos, mientras que en el nº 373, de Quintanilla de Onésimo (PICART, 1997) o el nº 344 de Esguevillas de Esgueva (NESTARES y WOUTERS, 1997) marca el paso de la cuenca de un régimen endorreico a exorreico. Sería consecuencia de la fase tectónica Iberomanchega II, momento a partir del cual se instalan las “rañas”.

En definitiva, esta superficie parece presentarse como resultado de un ciclo erosivo, no siempre distinguible del anterior, fruto de pequeñas deformaciones del Mioceno superior-Plioceno. Afecta a materiales mesozoicos de borde, pero de manera mucho más extensa a las calizas culminantes del Mioceno superior. VAUDOUR (1979) la considera obra esencialmente de la corrosión kárstica, lo que explica los depósitos extensivos de *terra rossa* que la recubren, estudiados por MOLINA y ARMENTEROS (1986). No muestra aparentemente más deformación que la caída hacia el centro de las cuencas, que puede ser singenética, o unas pequeñas flexuras descritas en el Alto Henares.

No existe total consenso sobre su edad, que según los distintos autores oscilaría entre un Turolense-Rusciniense, relacionada con tectónica del Mioceno superior-Plioceno inferior, hasta un Plioceno terminal, relacionada con la fase Iberomanchega II.

4.1.1.4. Superficie Plio-Pleistocena (M_1).

Para SCHWENZNER (1936), la superficie M_1 aparece en la zona como anchos fondos de valle y terrazas altas, señal del encajamiento incipiente de la red fluvial cuaternaria. Hacia

el centro de las cuencas alcanzaría su máxima extensión como planicie despejada a 1.010-1.030 m, si bien al menos en la cuenca de Almazán lo que cartografió como tal M₁ (Fig. 4.2) no es más que una serie de replanos estructurales subhorizontales en calizas miocenas. Respecto a la edad, sólo dice que sería posterior a las dos fases tectónicas pliocenas Rodánicas (entiéndase aquí las Iberomanche-gas).

GLADFELTER (1971) la llama en el **Alto Henares Superficie D**. No se encontraría aquí formando los típicos páramos de las dos superficies anteriores, sino que está adosada a los bordes de los valles fluviales en forma de pequeños replanos residuales colgados y muy degradados por la erosión cuaternaria. BENITO CALVO (1997) describe la **Superficie de Erosión 4** de modo similar, encajada con un límite generalmente abrupto con la superficie anterior y unos 20-30 m por encima de las terrazas más antiguas. Su localización sugiere para este último autor, al igual que en el caso de la superficie anterior, que sus raíces penetran en zonas montañosas en forma de paleovalles que condicionan el desarrollo de la red fluvial cuaternaria. Labrada sobre materiales del Keuper, Fm. Dolomías Tableadas de Imón (Triásico terminal) o el Mioceno, la escasa extensión de afloramiento hace que apenas se reconozcan unas dolinas de disolución en el caso de sustratos karstificables.

En los **sectores centrales de la Ibérica**, GRACIA *et al.* (1988) y GUTIÉRREZ ELORZA y GRACIA (1997) definen la **S4** como una superficie de erosión plio-cuaternaria de escaso desarrollo, encajada en la superficie anterior y situada en los bordes de algunas cuencas neógenas y plio-cuaternarias interiores. Presenta una inclinación en torno a los 5° hacia el centro de las depresiones y funciona como un *pediment* desnudo en la cabecera de abanicos villafranquienses.

En el **borde con la Ibérica aragonesa**, PELLICER (1984) y ECHEVERRÍA (1988) describen una **Superficie Finipliocena** relacionada con una pedimentación asociada a su vez con los “glacis pliocuaternarios” que

enlazan el macizo del Moncayo con las cuencas de Almazán y Calatayud.

En el **borde de Cameros-Demanda** con la cuenca del Ebro, GONZALO (1981) describe también una pedimentación finipliocena asociada a abanicos pliocuaternarios (“rañas”). En el borde de este mismo macizo con el Duero, en Atapuerca, BENITO CALVO y PÉREZ-GONZÁLEZ (2002, 2005, 2007) y BENITO CALVO (2004) citan la *Superficie Plio-Pleistocena* o **SE4** instalada sobre el nivel de calizas inferiores miocenas (Unidad 5 del Terciario) y depósitos infrayacentes, en forma de plataformas ligeramente tendidas hacia el centro de la cuenca o como pequeños replanos labrados en las laderas.

En la **cuenca del Duero** recibe también distintos nombres:

Piedemonte **S-3** en Honrubia, encajado en las “rañas” (ORDÓÑEZ *et al.*, 1976).

Superficie **Inferior** de MOLINA y ARMENTEROS (1986), que aparecería en el Duero sólo al oeste de Honrubia y podría constituir el sediplano de la “raña”, como indica también PÉREZ-GONZÁLEZ (1982b).

MOLINA y ARMENTEROS (1986) y MOLINA y PÉREZ-GONZÁLEZ (1989) citan sobre ella una karstificación importante con dolinas y uvalas y *terra rossa* extensiva, así como frecuentes costras calcáreas laminares.

El nivel topográfico marcado en el Duero por las calizas del Páramo inferior, asociable en algunos sectores a esta superficie, ha sido interpretado por diferentes autores como un replano estructural de colmatación, o bien como la superficie de erosión intramiocena (S1) exhumada (PICART, 1997; NESTARES y WOUTERS, 1997); mientras que LÓPEZ OLMEDO *et al.* (1997) estiman que es una superficie erosiva cuaternaria relacionada con las terrazas altas del Duero.

Se definiría por tanto como un replano erosivo del Plioceno superior–Pleistoceno inferior, relacionado en los bordes con los primeros estadios de encajamiento de la red fluvial actual, a que se asocian depósitos del Plioceno terminal constituyendo su sediplano o bien encajándose en ellos. En los sectores

centrales de cuenca se relaciona con las plataformas que se presentan sobre las calizas inferiores neógenas, aunque también podría corresponder a un replano estructural o erosivo intramioceno exhumado. No parece en principio presentarse en el sector estudiado.

4.1.2. El modelo de penillanura desnivelada.

SOLÉ (1952) y BIROT y SOLÉ (1954) parten de las ideas de autores alemanes como STICKEL (1930) o RICHTER y TEICHMÜLLER (1932), quienes plantean la existencia de una importante fase de peniplanización terciaria anterior a los depósitos que rellenan las cuencas castellanas. Los datos existentes en la época acerca de la estratigrafía del Terciario llevaron a situar la edad de esta **Penillanura Poligénica** resultante entre el Oligoceno y el Mioceno medio. Ésta habría sido fuertemente desnivelada y compartimentada por la tectónica y aparecería tanto en cumbres como a pie de los relieves, fosilizada por los miocenos, hasta 1.000 m bajo el nivel del mar en el basamento de las cuencas.

La sedimentación y colmatación de las cuencas del Duero y Tago conllevó el arrasamiento prácticamente total de los relieves anteriores en un clima semiárido, y correlativa con el sediplano de las calizas de los Páramos aparecería la **Penillanura Finipontense** o **Fundamental**. La deformación y dislocación posterior de esta penillanura durante la fase *Rodánica* pliocena generaría plataformas a distintas alturas: cumbres de las áreas montañosas (Sistema Central e Ibérico) como relieves residuales, o extensas áreas tabulares periféricas a las cuencas (rampas).

Terminados los movimientos tectónicos importantes, fruto de un cambio climático se daría en medio árido un ciclo erosivo, el de la **Superficie de Pedimento** relacionada con las rañas y previa a la dinámica cuaternaria, que conservaría restos de la Penillanura Fundamental a modo de *inselbergs*. Agrupan aquí los pediments M_2 y M_1 como un único ciclo.

Se tendrían por tanto en definitiva sólo dos niveles erosivos: uno, el Fundamental, separa-

do tectónicamente en *cumbres* y *rampas*; y el otro, el de pedimentación pliocena. La Penillanura Poligénica previa a la sedimentación miocena se conservaría en el registro estratigráfico. El relieve resultante aparece esquematizado en la Fig. 4.3.

Un modelo de *penillanura fundamental desnivelada* por la tectónica ha sido reconocido en el Sistema Central (PEDRAZA, 1978; FERNÁNDEZ, 1988), donde se habla de una penillanura inicial, mesozoica-paleógena y pre-sedimentación miocena (*Penillanura Prearcóica*), desnivelada para formar las *Cumbres* (nivel D) y la *Superficie en Paramera* (M_3); si bien se reconocen dos ciclos de pedimentación o exhumación semiárida posterior miopliocena (M_2 y M_1) que daría en definitiva la disposición de cuatro niveles escalonados. Situaciones similares en la Ibérica de un enlace tectónico entre los niveles de Cumbres y la *Superficie Fundamental* se citan de manera local por PEÑA *et al.*, (1984) y GUTIÉRREZ ELORZA y GRACIA (1997).

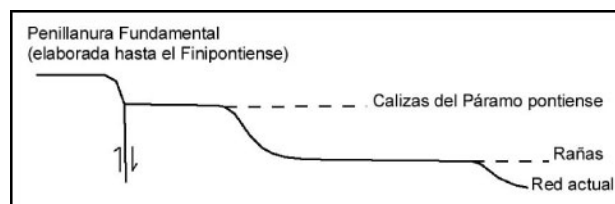


Fig. 4.3. Modelo esquematizado de penillanura desnivelada de SOLÉ (1952) y BIROT y SOLÉ (1954).

4.1.3. El modelo de denudación escalonada.

Este modelo evolutivo, alternativo al de la *penillanura desnivelada* y al de *escalonamiento policíclico*, ha sido propuesto por VÁZQUEZ HOEHNE (1994) en la Paramera de Sigüenza (sector NO de la Ibérica castellana), cuyo trabajo abarca la mitad meridional del área aquí estudiada (Fig. 4.4).

- Se partiría de un único replano erosivo, una *superficie finimiocena* de alrededor de los 13 Ma, sobre la que se conservarían una serie de relieves anteriores, **los relieves prominentes** como las sierras de Alto Rey, Boderá, Ministra, Ayllón o Pradales, que sobresalie-

ron del nivel de colmatación miocena no como *inselbergs* poligénicos, sino como formas de resistencia litológica y estructural.

- Las tradicionales superficies escalonadas corresponderían a unas **rampas de enlace** que enlazarían los relieves prominentes con las cuencas terciarias. Dichas rampas se habrían formado por la desnivelación tectónica de la superficie finimiocena, colocada a diferentes alturas y conservada o no según condicionantes litoestructurales, principalmente. De éstas, sólo las más bajas presentarían un enrasamiento entre el nivel de erosión en el borde montañoso y el sediplano mioceno, a las que denomina **superficies de equiplanación basal**, localizadas tan sólo en el borde de Barahona.
- Las superficies culminantes sobre las calizas miocenas las interpreta como relieves estructurales de colmatación, y no admite la existencia de un ciclo erosivo posterior que hubiera eliminado parte de la serie o arrasado estructuras post-sedimentación miocena.
- Finalmente, existirían unas **rampas de sustitución** pliocenas, rebajadas respecto al nivel de colmatación mioceno por adaptación a un nivel de base más incidido, lo que otros autores han interpretado como los replanos erosivos plio-pleistocenos (M_1 de SCHWENZNER [1936] o superficie D de GLADFELTER [1971]).

Un modelo evolutivo general aparece posteriormente (VÁZQUEZ HOEHNE, 2002), con matices respecto al anterior:

- Se parte de una sedimentación mesozoica con alternancia de litologías de diferente comportamiento frente a la erosión.
- La tectónica alpina fragmentó el macizo según bloques, y dispuso las litologías resistentes a distintas cotas, con cortas desnivelaciones bruscas entre sectores subhorizontales.
- La diferenciación entre sectores serranos prominentes y cuencas deprimidas provoca la generación de una serie de replanos erosivos de enlace, a modo de glaciares tendidos que

se desarrollarían en un mismo episodio, aunque se encontraran a diferentes alturas. No parte en este caso de una penillanura o nivel de erosión general inicial.

- A partir de estas superficies inclinadas la denudación va dejando al descubierto en determinados sectores un escalonamiento no policíclico sino morfotectónico, resultado ante todo de las distintas alturas a las que se encuentran los materiales resistentes.

Este modelo no ha sido seguido por ningún otro autor, ni está basado en ninguno de los modelos generales existentes sobre evolución cíclica del relieve (DAVIS, 1899; PENCK, 1924; KING, 1953, 1967). Tampoco se corresponde la tectónica y la deformación aducidas con ninguno de los modelos existentes sobre el sector (VICENTE, 1988; MAESTRO, 1999; CASAS *et al.*, 2002).

Para nosotros resulta evidente la existencia de diversos replanos erosivos escalonados cuya disposición relativa no se explica por tectónica de deformación o fractura. La litoestructura, aun siendo importante, no es la responsable directa de la generación de superficies subhorizontales y subparalelas a la estratificación de las formaciones mesozoicas, que no es tan pretendidamente subhorizontal más que en puntos singulares; antes bien, son múltiples los ejemplos de estructuras alpinas arrasadas, donde las litologías resistentes intervienen como un factor pasivo, esto es, conservando y evitando la degradación de los arrasamientos generados, y no determinando plataformas estructurales.

Por otro lado, la falta en estos trabajos de una cartografía geomorfológica de mediano detalle dificulta también la comprensión y estudio de muchas de sus afirmaciones. En cualquier caso, se cita como corresponde a un antecedente en el área de estudio y sin restar valor a multitud de observaciones minuciosas y conclusiones de escala local.

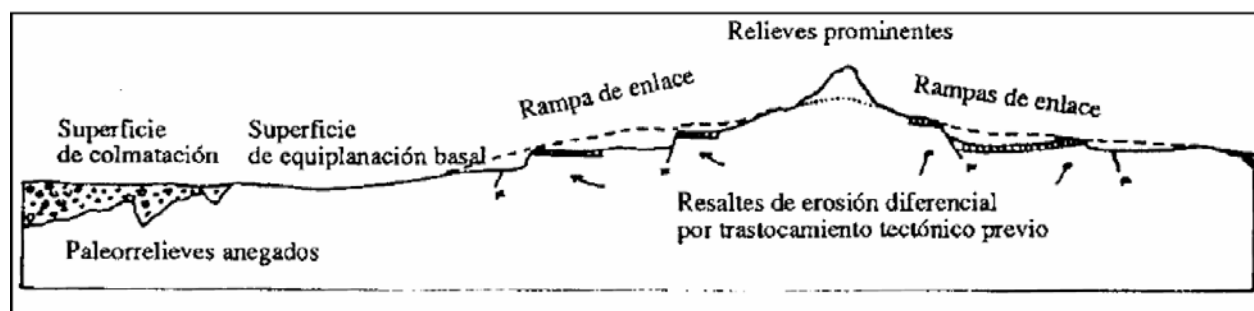


Fig. 4.4. Modelo de denudación escalonada de VÁZQUEZ HOEHNE (1994).

4.1.4. Planteamientos evolutivos recientes.

Los modelos hasta ahora expuestos corresponden en esencia a los dos modelos principales de evolución geomorfológica: el de penillanuras generalizadas y desniveladas siguiendo planteamientos similares a los del ciclo de DAVIS (1899); y el de escalonamiento policíclico, más próximo a las ideas de PENCK (1924) y KING (1953, 1967).

El posterior abandono del estudio evolutivo del paisaje por parte de los geomorfólogos anglosajones, centrados desde los años 1960 en una Geomorfología eminentemente “cuantitativa”, de procesos o morfométrica, hizo que los trabajos de autores europeos – principalmente franceses y españoles – y que continuaron con una Geomorfología evolutiva, siguieran aplicando en sus estudios regionales los mismos paradigmas, sin desarrollo de unos propios.

En los últimos años se vuelve de nuevo en el mundo anglosajón a esta Geomorfología evolutiva, donde las paleosuperficies se estudian como elementos clave no sólo para la interpretación del paisaje, sino también para estudios geofísicos, tectónicos, estratigráficos y sedimentarios (relaciones entre tectónica, sedimentación y evolución del paisaje, tasas de elevación y denudación de macizos montañosos, etc.) en todo tipo de situaciones geodinámicas (WIDDOWSON, 1997); y muy favorecidos obviamente por la aplicación de técnicas informáticas que permiten cálculos de erosión, sedimentación, deformación, etc., a escalas regionales (v. p.ej., ROESSNER y STRECKER, 1997). El reciente trabajo de BENITO CALVO (2004) supone una primera aplicación de estas técnicas en el borde burgalés de la Demanda y la cuenca del Duero. Co-

mo obras generales acerca de estas nuevas tendencias, y a modo de ejemplo, se pueden citar las de WIDDOWSON (ed., 1997) o SMITH *et al.* (eds., 1999).

Por otro lado, cabe una revisión de los modelos existentes sobre superficies de erosión y evolución geomorfológica general de la región, que la reducen tradicionalmente al Neógeno, o como mucho marcan su inicio en el Oligoceno a partir de unas penillanuras generatrices iniciales. Siguiendo a TWIDALE (1997), considerada una dinámica erosiva normal (según las ideas de KING [1953]), y asumiendo una moderada estabilidad cortical, de acuerdo con los modelos clásicos y en las circunstancias más favorables, la denudación de una masa subcontinental conllevaría como máximo unos 33 millones de años. Ello supone que no existirían efectivamente formas anteriores al Oligoceno.

Sin embargo, la realidad es muy diferente; y aunque el paisaje sea resultado fundamentalmente de la dinámica neógena y cuaternaria, hay que considerar la existencia de movimientos tectónicos de elevación, hundimiento, desplazamiento en la horizontal (alejados de las simplificaciones clásicas de masas montañosas que se levantan y depresiones que se hunden sincrónicamente en todos sus puntos según movimientos verticales), exhumaciones de paleorrelieves en ocasiones muy antiguos, alternancia de diferentes sistemas morfogenéticos, etc. El propio TWIDALE (1997) pone como ejemplo Australia, donde el origen de la mayoría de las superficies se sitúa en el Mesozoico.

Algunos de los primeros trabajos en la Cordillera Ibérica que investigan las relaciones

entre los modelos tectónicos y estas superficies erosivas, en ocasiones tan sólo estratigráficas y sin correlato geomorfológico, son los de GUIMERÀ y GONZÁLEZ (1998) o GONZÁLEZ *et al.* (1998). Y el primer modelo propuesto para explicar las comentadas relaciones entre erosión, sedimentación y tectónica para todo el Terciario es el de CASAS y CORTÉS (2002), quienes distinguen hasta **siete** niveles escalonados (S1 a S7) separados por suaves escarpes de 100-200 m de altura y relacionados con los principales pulsos alpinos de elevación (Fig. 4.5):

Los más altos (S1 y S2) se localizan alrededor del macizo de Albarracín, y están relacionados con la sedimentación del Eoceno

superior. El nivel S3 con el Oligoceno inferior; S4 y S5 con el Oligoceno superior y S6 y S7 con la sedimentación del Mioceno inferior y medio. Estiman que S7 se puede corresponder además con el fondo de la depresión del Jiloca. Los más antiguos tenderían a conservarse principalmente como discordancias estratigráficas en la cuenca.

Sin embargo, no citan posibles niveles del Mioceno superior–Plioceno, momento en el que hablan de una expansión de las cuencas sedimentarias que fosilizarían una superficie ya creada; ni en el Pliocuatnario, al que estiman una etapa de incisión y exhumación de relieves anteriores.

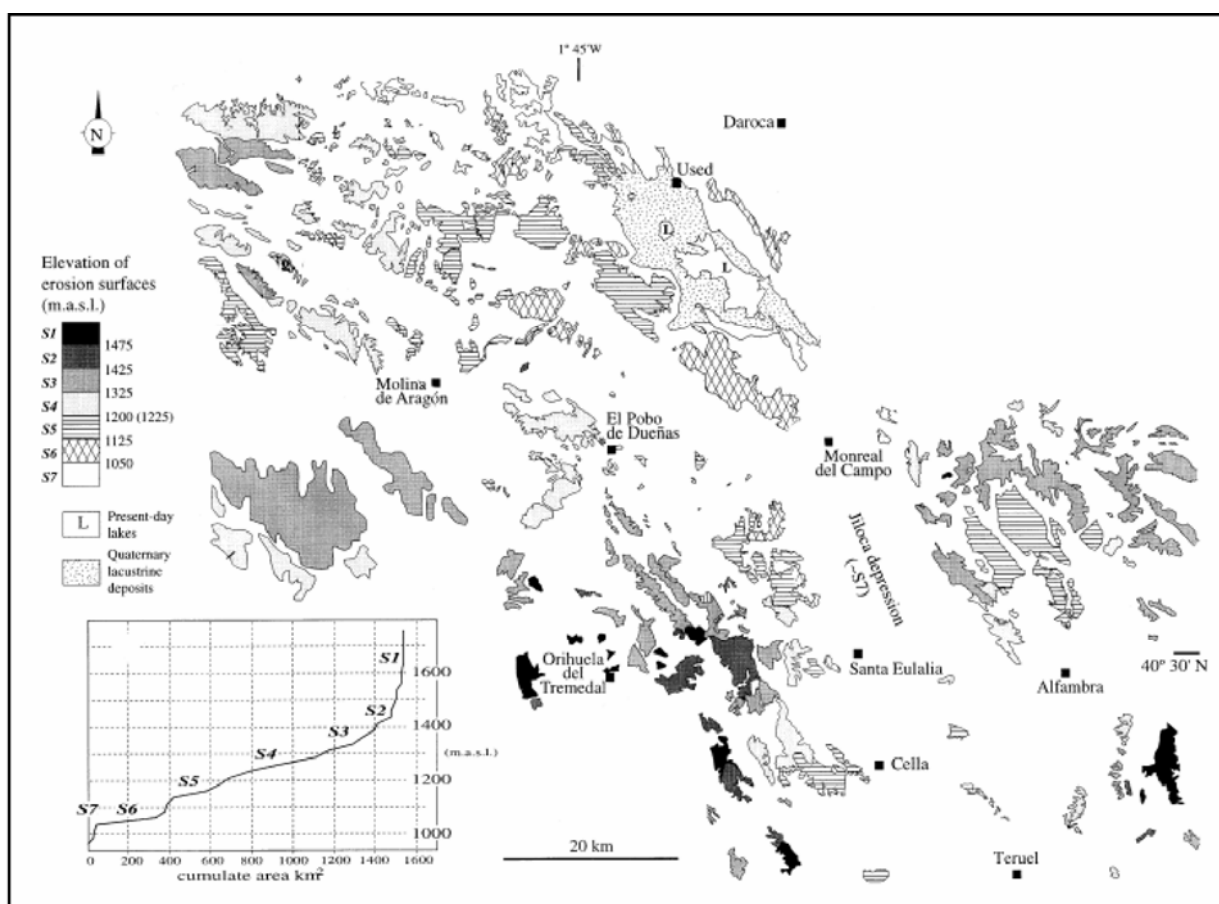


Fig. 4.5. Cartografía de las superficies de Casas y Cortés (2002) en áreas centrales de la Ibérica.

4.2. SUPERFICIES DE EROSIÓN EN LA MONTAÑA MERIDIONAL

El análisis de los diferentes replanos erosivos se va a realizar de manera independiente en los bordes septentrional y meridional de la

cuenca, para terminar con un intento de correlación entre ambos, y entre éstos con los datos regionales, así como el establecimiento de un

modelo evolutivo general. Para todo ello ha resultado muy útil la realización de una serie de cortes geológico-geomorfológicos, que recogen las relaciones existentes en diferentes sectores entre la estratigrafía, las estructuras y las propias superficies de arrasamiento.

Comenzando por el borde meridional, y para una correcta y completa interpretación morfoevolutiva de la depresión de Almazán y sus bordes montañosos, conviene aunque sea de manera sucinta salir fuera del límite estricto de la zona estudiada y cartografiada en detalle, marcado aproximadamente por los límites hidrográficos actuales entre las cuencas de Duero y Tajo. Se partirá por el contrario de lo que se podría considerar la divisoria morfoestructural original entre la alta depresión del Tajo y la de Almazán, que correspondería a los actuales bloques de zócalo y tegumento de Alto Rey, Alpedroches, La Bodera y Riba de Santiuste (Fig. 4.6).

4.2.1. El borde norte de Alto Rey.

Ya BIROT (1933) decía de la sierra de Alto Rey: “...*puede ser definida como un pliegue de fondo post-cretácico elevador del núcleo antiguo, roído por la superficie de pediment sobre el flanco meridional solamente, en tanto que la vertiente norte presenta una pendiente regular*”.

Esto es, el *pediment* o superficies erosivas terciarias sólo se habrían desarrollado en la vertiente S, el borde con el Tajo.

La mencionada *pendiente regular* de la vertiente N la interpreta HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1932a) como una **penillanura pre-cenomanense**, que prolonga al O en Somosierra-Ayllón y sobre la que aparecerían relieves residuales como el pico del Ocejón (2.048 m) en Guadalajara.

Estos dos niveles de penillanura y relieves residuales de Somosierra-Ayllón se interpretan en HERNAIZ *et al.* (2005) respectivamente como *Paramera* y *Cumbres*, ya definidos en el conjunto del Sistema Central.

SCHWENZNER (1936) denomina esta misma vertiente septentrional de Alto Rey

Planicie de Tronco Pretriásica, como una superficie erosiva débilmente basculada al NE, desarrollada sobre materiales paleozoicos, sobre la cual se disponen solapadas las capas rojas triásicas y bajo las cuales se oculta hacia el N y E (Fig. 4.2). SOLÉ (1952) o BIROT y SOLÉ (1954) consideran también que la vertiente N de Alto Rey coincide ampliamente con la **Superficie Herciniana** exhumada o **Penillanura Pretriásica**.

Dicha interpretación es acertada para las laderas septentrionales no sólo en Alto Rey y Cantalojas (Fig. 4.7; Cortes S-1, S-2, S-3), sino también en los afloramientos paleozoicos del anticlinal de Riba de Santiuste, más al E (Corte S-6). También aparece en forma exhumada y dentro del área cartografiada en los flancos de un pequeño anticlinal sobre materiales pérmicos al borde de la falla de Somolinos (Mapa 6), y se continuaría de manera general como la discordancia erosiva de la base del Triásico (Corte S-1). SCHWENZNER (1936), por otro lado, considera que las cotas puntuales más altas de Alto Rey corresponderían al nivel de cumbres D (Oligoceno-Mioceno), ya relacionado con la dinámica alpina, y que truncaría la penillanura antigua; mientras que BIROT y SOLÉ (1954) niegan la existencia de vestigios de superficies culminantes en Alto Rey.

Citada también en otras partes de la Cordillera Ibérica bajo la forma de rampas exhumadas (PELLICER, 1984; BOMER y RIBA, 1984; GRACIA *et al.*, 1988), la *Penillanura Pretriásica* se desarrolló ampliamente en gran parte de Europa (Cordilleras Costeras Catalanas, Pirineos, Macizo Central francés, Alpes, Macizo Armoricano...) como resultado del arrasamiento de la cordillera varisca (SOLÉ, 1952; BATTIAU-QUENEY, 1993). Debido a su extensión y tiempo de formación se puede considerar que presenta características propias de una *penillanura*.

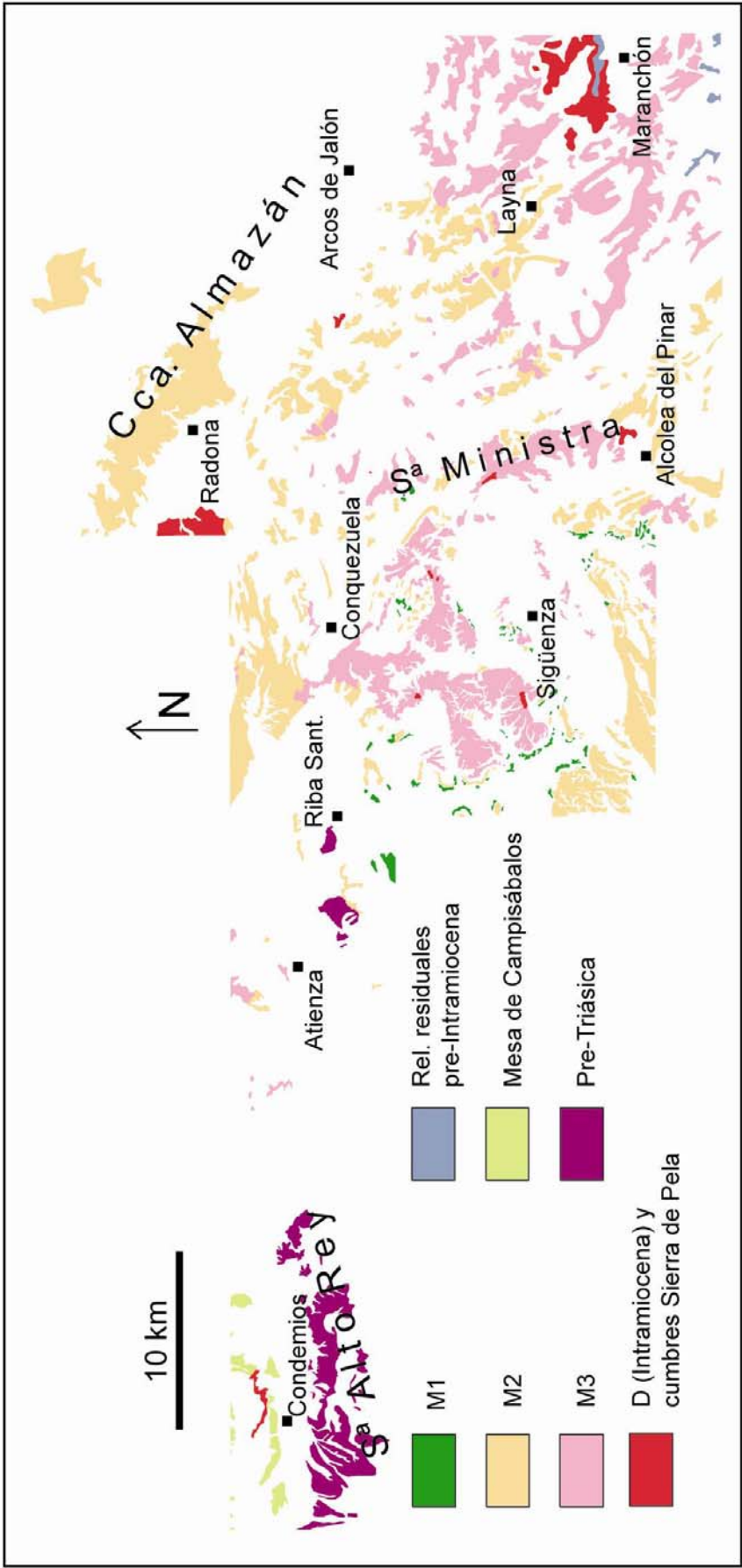


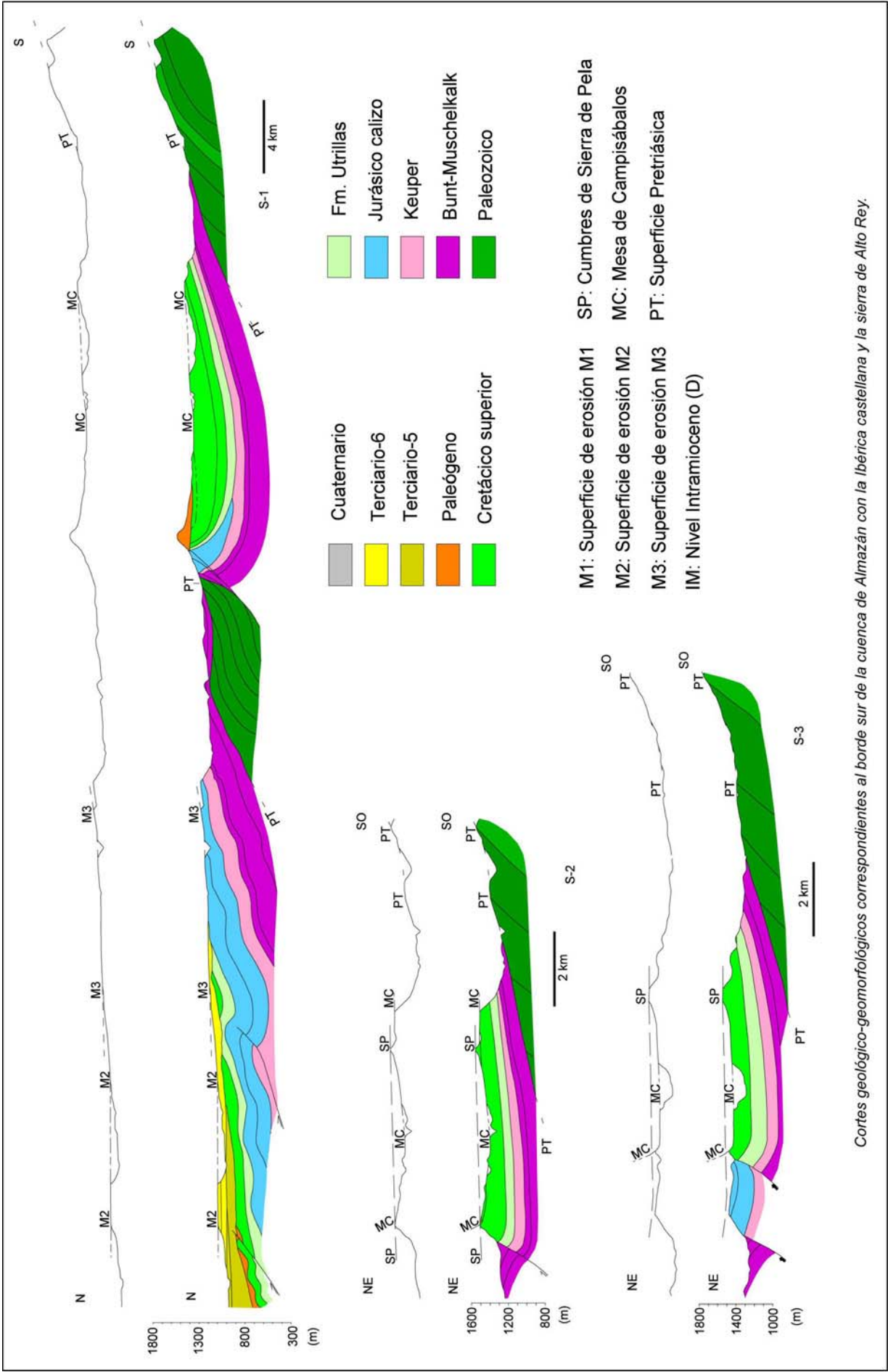
Fig. 4.6. Cartografía esquemática de las superficies de erosión entre la cuenca de Almazán y el Alto Henares, al S de los Altos de Barahona y de la región estudiada en detalle. Zona de Sigüenza según BENITO CALVO (1997).



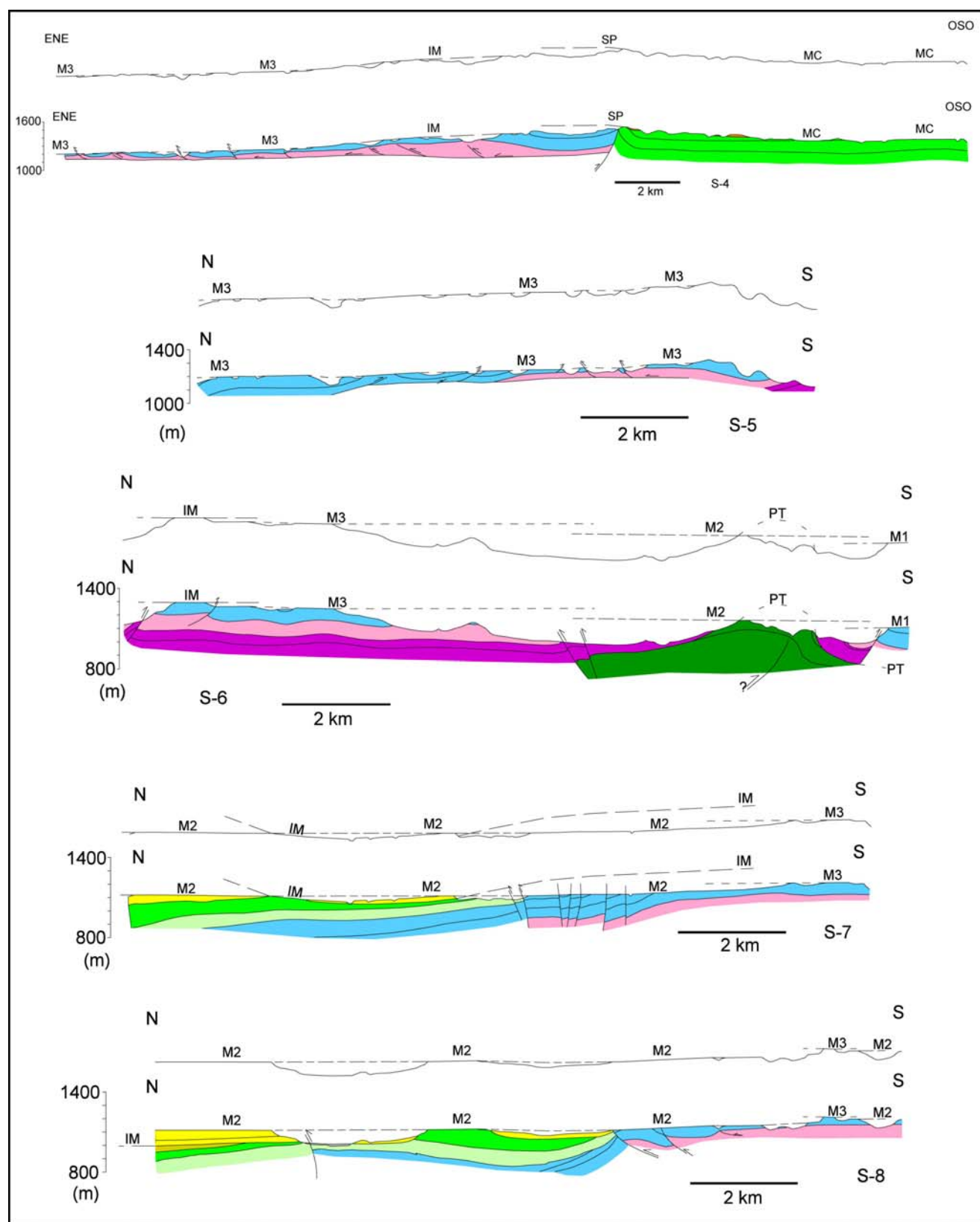
Fig. 4.7. Penillanura Pretriásica (P-T) al N de la sierra de Alto Rey, en Condemios. En primer término, el Triásico (T), que fosiliza la superficie.

Geométricamente es una planicie bastante regular, inclinada al N y NE unos 5-7° por la historia tectónica posterior, y en la que sobresalen algunos relieves residuales en la formación de cuarcitas del Arenig, que no llegaron ni siquiera a quedar cubiertos por la sedimentación del Keuper, la de mayor extensión superficial del Triásico (HERNANDO, 1977). Este último autor explica en el área que como discordancia estratigráfica implica la existencia de un episodio de erosión muy dilatado en el tiempo (entre un Pérmico Autuniense y un

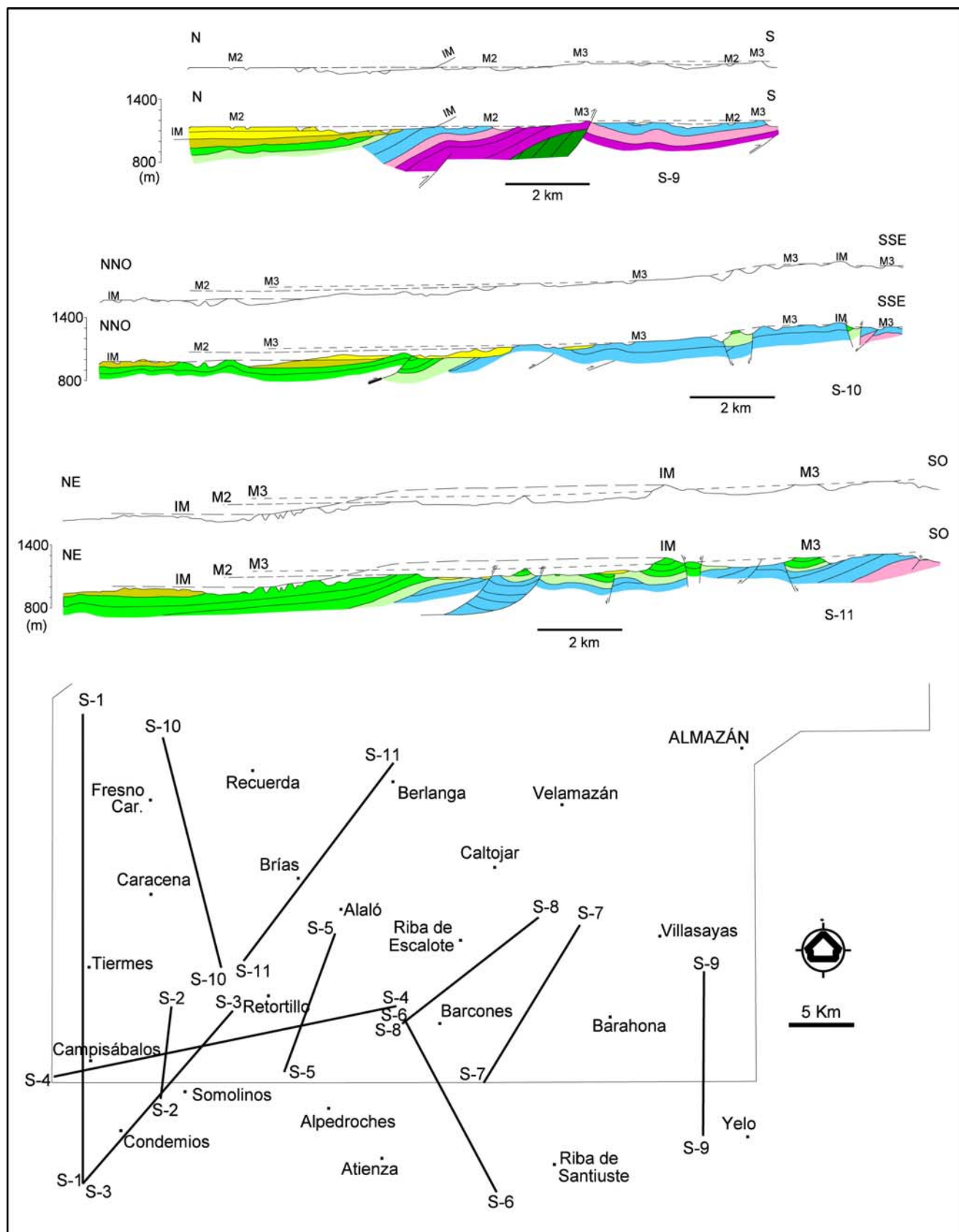
Triásico inferior Thuringiense) consecuencia de la inestabilidad tectónica pérmica, y el arrasamiento de relieves diferenciales de hasta 900-1.000 m. Junto con los procesos de erosión aparece asociada una alteración potente, de 10-12 m, en forma de rubefacción desarrollada en un clima contrastado con períodos húmedos y de sequía acentuada, así como una caolinización propia de clima cálido y un medio bien drenado (HERNANDO y HERNANDO, 1977).



Cortes geológico-geomorfológicos correspondientes al borde sur de la cuenca de Almazán con la Ibérica castellana y la sierra de Alto Rey.



Cortes geológico-geomorfológicos correspondientes al borde sur de la cuenca de Almazán con la Ibérica castellana y la sierra de Alto Rey.



Cortes geológico-geomorfológicos correspondientes al borde sur de la cuenca de Almazán con la Ibérica castellana y la sierra de Alto Rey.

4.2.2. La Mesa de Campisábalos.

Al N del bloque paleozoico-triásico de *Alto Rey* y al S de la *sierra de Pela* (Mapa 6; Fig. 4.6), aparece labrada en materiales cretácicos una superficie erosiva denominada por CASTELL (1881) **Mesa de Campisábalos**.

SCHWENZNER (1936) la cartografía como parte de su superficie M₃ finipontiense, escalonada en forma de piedemonte con las cumbres, aunque en ella engloba también el techo de la sedimentación terciaria de la cuenca de Campisábalos (Fig. 4.2). BIROT y SOLÉ (1954), al considerar el conjunto margoso-detritico de esta cubeta como un solo ciclo del Neógeno, estiman la edad de esta superficie como Mioceno medio, posteriormente hundida y abierta al SE y enmarcada por el bloque de Alto Rey al S y el de Tiermes al N de la falla de Somolinos, hoy día erosionado en su mayor parte (Fig. 5.5.). El hundimiento posterior vendría asociado a su idea de considerar estos rellenos terciarios (hasta 1.540 m de cota) no como una cuenca independiente, sino relacionados con el borde de la cuenca del Duero en Santibáñez de Ayllón (a unos 1.100 m de cota), que habrían sido posteriormente separados por la tectónica.

Sin embargo, los datos estratigráficos y cartográficos actuales (HERNÁIZ *et al.*, 2005) muestran que esta superficie constituye una leve disconformidad intra-Cretácico superior, entre las formaciones de Dolomías de Somolinos (Santoniense-Campaniense) y Margas y Dolomías de Valle de Tabladillo (Campaniense-Maastrichtiense).

Desde el punto de vista geomorfológico aparece como una superficie de erosión parcialmente exhumada, situada a cotas de 1.430-1.380 m y de geometría sinclinal según un basculamiento tectónico general al N por la elevación del bloque de Alto Rey y un basculamiento al S en el borde septentrional, por la acción de la fractura de Somolinos. Está afectada por los movimientos de esta última, de modo que desaparece por erosión al N y E, en el bloque de Tiermes, elevado en tiempos alpi-

nos (Cortes S-1, S-2, S-3). Hacia el O, ya fuera del área estudiada, adquiere mayores alturas (1.517 m en Pico de Grado) por la deformación debida a la fractura de Grado del Pico, que hace cabalgar el bloque de Somosierra sobre el macizo de Campisábalos.

Su morfogénesis marca el tránsito entre dos ambientes: uno de plataforma marina (Dolomías de Somolinos), y otra mareal o de *sabkha* (Formación Valle de Tabladillo), de modo que no se trataría de una superficie de denudación continental, sino marina o mixta (plataforma de marea), con irregularidades tales como oquedades, grietas, lapiaces, etc., debidas a disolución o erosión mecánica diferencial (Fig. 4.8). Algunos autores (PORTERO *et al.*, 1991) hablan en la región de una posible etapa de emersión entre el Santoniense y el Campaniense. Presenta además algún relieve residual a modo de *inselberg* de forma aproximadamente cónica, que destaca unas decenas de metros en la superficie general y cuyas cotas más altas (Sima, 1.542 m; Buey, 1.539 m) parecen estar truncadas y retocadas por el ciclo de erosión y sedimentación del terciario de la cuenca de Campisábalos (Cortes S-2, S-3). Presenta por otro lado una karstificación, presumiblemente post-exhumación del macizo, con campos de dolinas e incluso algunas simas y cavernas visitables (BAREA, 2001).



Fig. 4.8. Superficie de la Mesa de Campisábalos. Al fondo, la sierra de Pela, cuyos materiales cretácicos terminales y terciarios fosilizan la superficie.

4.2.3. Niveles de cumbres en Sierra de Pela y Macizo de Campisábalos.

VÁZQUEZ HOEHNE (1994) considera a la cuenca de Campisábalos una cubeta intramontañosa en continuidad paleotopográfica con la “Superficie Finimiocena” que arrancaría de las cumbres de Alto Rey, pasaría por las cumbres de la sierra de Pela y continuaría bajando por la rampa de Caracena hasta la cuenca del Dueño-Almazán (interpretación que no compartimos).

Centrados en las unidades morfoestructurales del macizo de Campisábalos y la sierra de Pela, destaca la isoaltitud de sus cotas máximas.

Éstas se sitúan en relieves aislados de los que no se deduce su correspondencia con una superficie de erosión de ámbito regional, aunque resulta en principio importante analizar la relación de estos relieves con el relleno de la pequeña cuenca intramontañosa de Campisábalos.

En la **sierra de Pela**, siempre en el bloque meridional de la fractura de Somolinos, el único resto topográfico arrasado sobre materiales preterciarios y que se continúa lateralmente de manera inmediata con la sedimentación terciaria de Campisábalos es un área reducida en torno al relieve de Portillo (1.539 m; Corte S-4), en Cretácico superior calizo. En el mismo orden de cotas se encuentra en la alineación de esta sierra el cerro Bordegal (1.544 m), sobre Jurásico inferior calizo, aunque en este caso se trata de un relieve residual aislado y sin relación directa con los terciarios. Éstos presentan sus máximas cotas en torno a los picos mencionados (unos 1.530 m), cotas que descienden rápidamente hacia el S.

En el **macizo de Campisábalos** aparece un nivel de arrasamiento sobre Cretácico superior calizo al N de los Condemios (Alto Buey, 1.539 m; Los Llanos, 1.532 m; Sima, 1.548 m; Fig. 4.6; Cortes S-2, S-3). Éste trunca la *superficie de la Mesa de Campisábalos* y constituiría probablemente el límite morfoestructural meridional de la cuenca terciaria durante su relleno, que se ha asimilado aquí a la Unidad 4 del Terciario. Por su posición morfotopográfi-

ca, con cotas análogas a las máximas de la sierra de Pela y su carácter de arrasamiento, sería seguramente un nivel de erosión que enlazara con el sediplano de relleno de la unidad terciaria y las cumbres de la sierra de Pela.

El nivel de arrasamiento conservado en los relieves que habrían limitado a N y S la cuenca de Campisábalos durante su relleno (Unidad 4, Oligoceno sup.-Mioceno inf.) se continuaría al N de la fractura de Campisábalos en el macizo de Tiermes, desaparecido por erosión y encajamiento de la red fluvial cuaternaria y situado en lo que ahora es por inversión de relieve una depresión relativa en la que afloran materiales permo-triásicos (Fig. 5.5.).

4.2.4. La Superficie “Pre-Cenomanense”.

Se hace referencia con este nombre a la suave discordancia estratigráfica existente entre el Jurásico inferior-medio marino y el Cretácico Albense o Cenomanense de las areniscas continentales o de transición costera en facies de Utrillas, y que representa un hiato erosivo que justifica la falta de sedimentación durante el Jurásico superior y la mayor parte del Cretácico inferior en la región, consecuencia del arrasamiento por movimientos tectónicos extensivos mesozoicos a los que se suele aludir como *kimméricos*.

De manera meramente anecdótica, se localizan pequeños replanos correspondientes a esta etapa, afectados por la deformación alpina, y exhumados por eliminación de la cubierta cretácica en el sector de la Rampa de Caracena (Mapa 6). Es el caso de laderas como en el cañón del río Manzanares en Hoz de Arriba (Fig. 4.9), el del río Caracena en el pueblo homónimo, y otros lugares como Brías.

Mayores extensiones de afloramiento muestra en la Ibérica castellana en su borde con el SE de la cuenca de Almazán (Fig. 4.10) alrededor de sinclinales con núcleos cretácicos en Codes, Balbacil o Fuentelsaz, o con morfologías dómicas, como en Turmiel. Si bien se trata en gran medida de formas de condicionante estructural a modo de *vales* y *monts* muy

amplios en la formación jurásica carbonatada de Chelva, en diversos puntos es posible observar su carácter erosivo al biselar diferentes formaciones litoestratigráficas jurásicas (formaciones de Cerro del Pez o Turmiel). En el Umbral de Ateca las arenas de Utrillas se llegan a apoyar directamente sobre el Triásico.

4.2.5. Niveles de cumbres. Ciclo “Intra-mioceno”.

Rampa de Alaló (NE de Tiermes).

En el esquema geomorfológico de la hoja geológica nº 405 de *Berlanga de Duero* (LENDÍNEZ y MUÑOZ, 1991) diferencian en el borde S una serie de relieves residuales sobre sustrato mesozoico (Corte S-10), principalmente Jurásico a cotas de 1.380-1.330 m bajantes hacia el N; aunque también sobre Cretácico superior, en este caso como culminación de relieves cónicos truncados (Oteros de Modamio, 1.330 m y Sauquillo de Paredes, 1.315 m; Abanco, 1.208 m; Mapa 6).

Sierra del Bulejo (Retortillo de Soria-Miedes de Atienza).

Desde los relieves culminantes de la sierra de Pela se escalonan unos replanos irregulares, mal conservados, de tipo erosivo y disposición en forma de rampa entre relieves encajados en ella correspondientes al ciclo posterior (Superficie Finimiocena descrita más adelante) y la propia sierra de Pela (Corte S-4; Fig. 4.11; Mapa 6).

Sus cotas bajan radialmente desde los 1.480 m en el sinclinal jurásico de Híges hasta los 1.300 m en Miedes de Atienza al SE hacia la depresión del Tajo; y los 1.330 m en Retortillo de Soria al NE hacia la depresión de Almazán, con pendientes generales del orden del 3%. Se estima por tanto que esta superficie constituyó divisoria hidrográfica entre las cuencas de Almazán y Tajo. Presenta algún relieve residual que destaca unas decenas de metros, como Torreplazo (1.427 m), al NO de Miedes de Atienza y en el límite provincial Soria-Guadalajara.

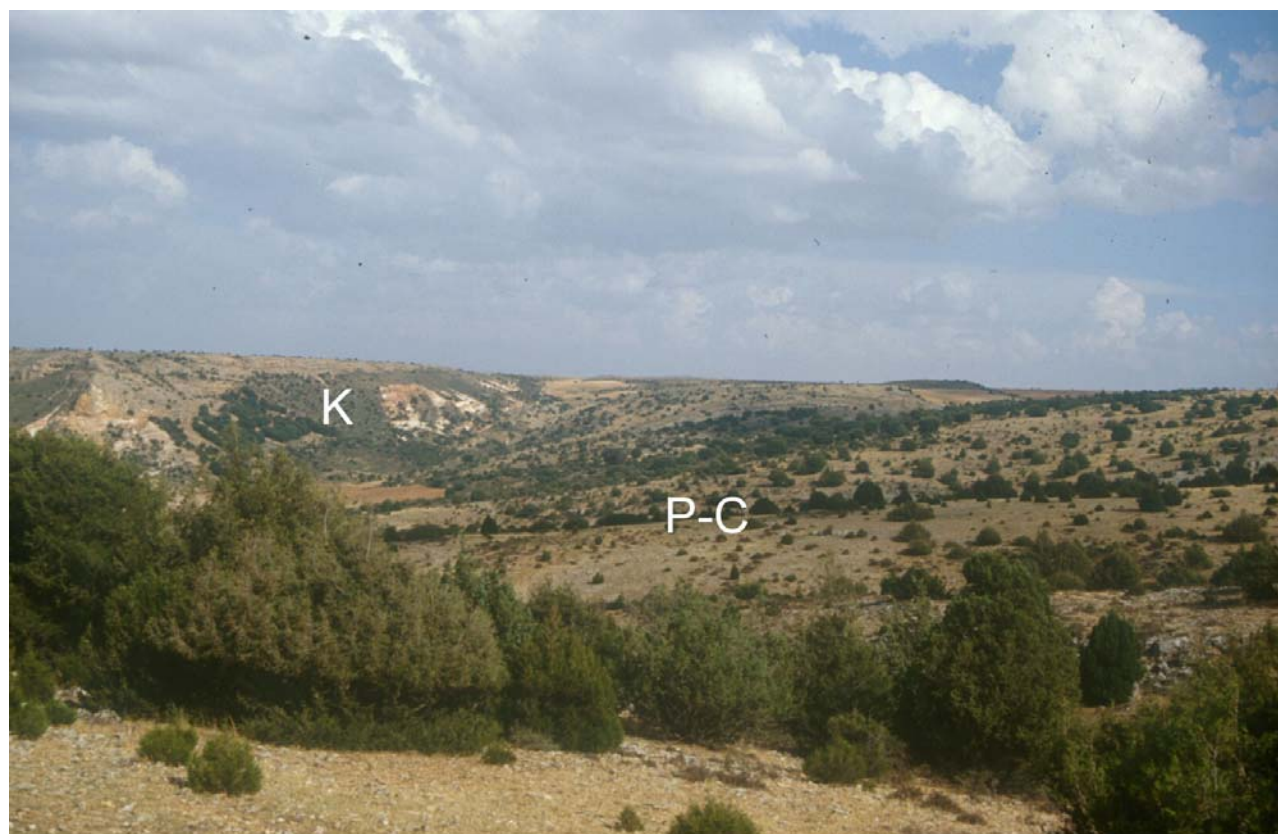


Fig. 4.9. Superficie Pre-Cenomanense (P-C), fosilizada a la izda. de la fotografía por el cretácico superior de la Fm. Utrillas (K). Valle del río Manzanares en Hoz de Arriba.

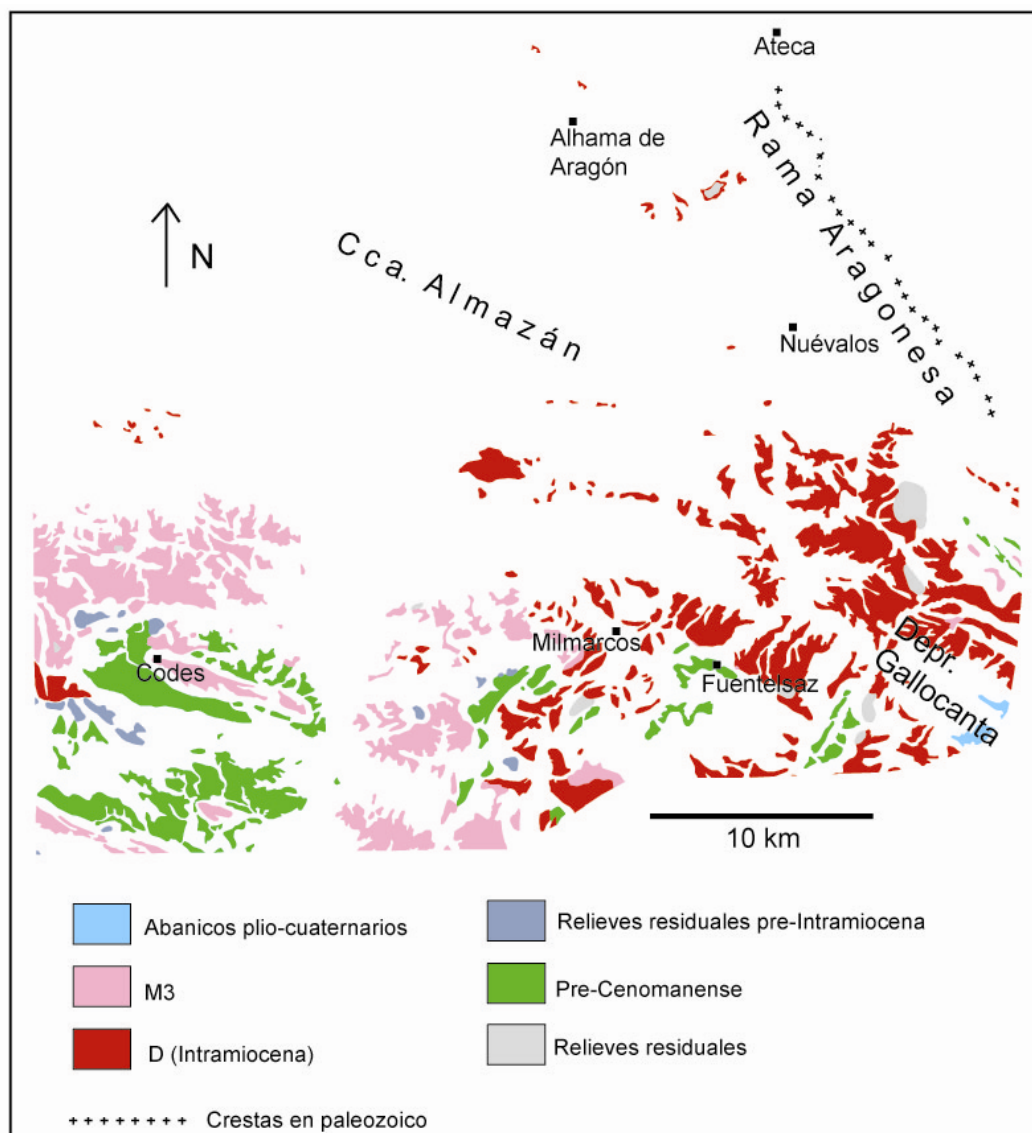


Fig. 4.10. Las superficies de erosión en el borde SE de la cuenca de Almazán, en la unión de las ramas Aragonesa y Castellana de la Cordillera Ibérica.

Sierra Gorda.

Al S de Barcones, en el cerro de San Jorge, existe un replano de escasa extensión y a unos 1.266-1.250 m de cota, del que arranca la superficie Finimiocena M₃ a modo de rampa y que por tanto se hace corresponder también al ciclo erosivo aquí analizado (Mapa 7).

Superficie Intramiocena exhumada en la cuenca de Almazán.

El fin del ciclo de la Unidad 5 del Terciario dejó en el Aragoniense medio-superior un paisaje considerablemente llano, detectable en las áreas ya descritas así como en otras de la propia cuenca o sus bordes, en forma de superfi-

cie erosiva o de sediplano de la unidad terciaria, fosilizado en gran parte por la Unidad 6 y posteriormente exhumado por la dinámica erosiva cuaternaria.

En forma de **discordancia cartográfica** entre las unidades 5 y 6 del Terciario en la cuenca resulta visible por ejemplo a lo largo de los valles de ríos como el Talegones, Escalote o Caracena, a cotas de 1.050-1.000 m bajantes hacia el centro. En algún caso, en especial en los bordes de cuenca, se observa una discordancia angular muy ligera entre ambas unidades terciarias en torno a afloramientos mesozoicos, como en las inmediaciones de Arenillas en las paredes del valle del río Talegones.



Fig. 4.11. La superficie D, Cumbres o Intramiocena, en posición culminante cerca de Retortillo de Soria.



Fig. 4.12. Superficie D (Intramiocena), en trazo blanco, que separa las unidades terciarias 6, subhorizontal, y 5, ligeramente deformada en forma de anticlinal. Valle del arroyo de Romanillos de Medinaceli.

En el **borde de la cuenca** con la Ibérica castellana se presenta por ejemplo al N de Romanillos de Medinaceli (Corte S-9; Mapa 7), exhumada por eliminación parcial de la Unidad 6 del Terciario. Desde unos 1.130 m de

cota, donde aparece biselada por la superficie del ciclo Plioceno (M_2), hasta unos 1.090 m en que se oculta bajo el Terciario según una caída general al N con pendiente del 2-3%. Corta las estructuras del Jurásico-Cretácico (ONO-ESE,

Ibéricas), así como una pequeña estructura anticlinal (NE-SO, *Guadarrama*) en la Unidad 5 del Terciario (Fig. 4.12). También se localiza en la base de la pequeña subcuenca sinclinal de Rello (Corte S-7; Mapa 7), fosilizada por conglomerados, arenas y calizas de la Unidad 6 terciaria, entallada sobre el Cretácico superior marino e igualmente biselada por la superficie M_2 posterior. En este caso no aparecen materiales correlativos, pero por su posición morfo-estratigráfica se hace corresponder con este mismo nivel.

En **áreas centrales de cuenca** se dispone como replano erosivo en la culminación de macizos cretácicos parcialmente exhumados.

En torno al castillo de Gormaz supone un nivel de erosión-sedimentación a unos 990-1.000 m bajantes hacia el N, lo que sería el depocentro de la Unidad 6 terciaria. Dispuesta en forma de glacis en torno al cerro del castillo, aparece en algunos puntos retocada y cubierta por terrazas cuaternarias del río Duero (Corte S-10; Mapa 6; Fig. 4.13).

De manera análoga se dispone en el macizo cretácico del borde de Galapagares, al SO de Berlanga de Duero, en forma de replanos erosivos (Corte S-11). El macizo (Fig. 5.10) se

acaba ocultando al N bajo la sedimentación terciaria y es truncado en su parte más elevada por la superficie M_2 . Los replanos intramiocenos se sitúan entre los 1.090 m y los 1.010 m, bajantes hacia el N con pendientes del 3-4%, debidas a deformación posterior.

Se siguen estos replanos al E en lo alto de gargantas formadas por encajamiento de los arroyos de la Hoz de Peña Miguel o la Hoz de la Fuente del Lobo, afluentes del río Tago y situados al SO de Berlanga de Duero y NO de Paones (Corte S-11). Baja de unos 1.060 m hasta los 1.000 m al N. En este caso no presenta relaciones directas con ningún sediplano ni se ve fosilizada por materiales posteriores, aunque sus cotas son también coincidentes con las del nivel analizado en el entorno.

Otros puntos aislados que se pueden hacer corresponder a este nivel serían el *mont* cretácico de Fuente Tovar, a unos 1.000 m de cota (Mapa 7); mientras que apenas unos pocos relieves como el anticlinal de Berlanga de Duero (1.040 m; Fig. 5.23; Mapa 7) o los macizos cretácicos residuales de Villasayas (Mapa 7) o Andaluz (Mapa 4) sobresaldrían sobre el mismo.



Fig. 4.13. Superficie Intramiocena (D) sobre Cretácico superior y Terciario 5, exhumada en los alrededores del castillo de Gormaz.

Como **superficie estructural o sediplano** del fin de la Unidad 5 terciaria se distingue en las calizas lacustres del “Páramo inferior” al O de Gormaz (Mapas 3 y 6), que se continúa al N en el Burgo de Osma y Bayubas de Arriba, en este caso un sediplano también sobre detríticos que enlaza con las cumbres arrasadas de macizos cretácicos del entorno, analizados con el conjunto del borde norte de la cuenca.

Otras áreas.

En el **borde SE** de la cuenca de Almazán (Fig. 4.10), este nivel aparece de manera descendente en el entorno de Milmarcos, desde posiciones culminantes a unos 1.300 m hasta los 950 m hacia el N en la cuenca, con pendientes en torno al 2% y parcialmente exhumada por erosión de las unidades finineógenas. Más hacia el SE, se dispone en forma de divisoria hidrográfica entre las cuencas de Almazán y Gallocanta, a unos 1.110-1.130 m de cota máxima y caída hacia ambas depresiones.

En el **Alto Henares**, como menciona BENITO CALVO (1997), parece reducirse a *Relieves Residuales de Cumbres* por encima de los 1.200 m, como es el caso de Sierra Ministra (1.300 m), Cruz de Hierro (Maranchón, 1.330 m) y otros puntos situados al N de Sigüenza (Fig. 4.6), más que constituir una superficie erosiva en sentido estricto.

En el **borde de Riaza**, al SO de la cuenca de Almazán, se desarrolla en materiales paleozoicos como rampa en la falda del relieve montañoso de Somosierra (1.400-1.100 m), y se oculta bajo los terciarios terminales de cuenca (Unidad 6 y “rañas” mio-pliocenas de Riaza).

Significado evolutivo e interpretación.

Se interpreta pues como una superficie de erosión en los bordes montañosos y de colmatación en la cuenca fruto del ciclo que dio lugar a la Unidad 5 del Terciario, de la que constituye un sediplano en las áreas centrales de cuenca y a la que afecta en bisel en los bor-

des por la dinámica sinsedimentaria. El final de su elaboración coincidiría por tanto con el final de la sedimentación de la Unidad, esto es, en el Aragoniense medio-superior.

Consecuencia de este arrasamiento habría quedado un paisaje muy plano, que en las áreas de montaña constituiría una altiplanicie divisoria entre las cuencas de Almazán y Tajo en la sierra del Bulejo, de la que se conservan restos en el N de Retortillo de Soria (1350 m) o S de Barcones (1250 m) y se continuarían en el Alto Henares con los *Relieves Residuales de Cumbres* de BENITO CALVO (1997).

Sobre este aplanamiento generalizado apenas resaltarían unas decenas de metros unos pocos relieves residuales, y de manera mucho más nítida el bloque paleozoico de Alto Rey (1.850 m), divisoria morfoestructural entre las depresiones de Almazán y Tajo.

4.2.6. Superficie finimiocena de erosión-colmatación de la cuenca terciaria.

La superficie **M₃** de SCHWENZNER (1936), denominada en otros sectores *Superficie Fundamental de la Cordillera Ibérica* por la amplia extensión que ocupa (PEÑA *et al.*, 1984), no parece merecer dicha calificación en el borde fisiográfico de la Ibérica castellana y la cuenca de Almazán, donde no constituye más que un estrecho *pediment* erosivo en sus distintos sectores:

Rampas de Caracena y Alaló.

Es aquí donde adquiere una mayor extensión superficial (Mapa 6), como superficie de erosión-sedimentación: Erosiva sobre Jurásico y Cretácico alrededor de relieves más elevados correspondientes a la sierra de Pela y el desaparecido de Tiermes, con cotas entre los 1.320 m y los 1.150 m bajantes hacia la cuenca de Almazán al N según pendientes del orden del 2,5%. Hacia la vecina hoja de Ayllón (404) presenta una disposición similar.



Fig. 4.14. Superficie M-3 que marca el horizonte, arrasa estructuras sobre cretácico (K) y actúa como sediplano en un paleovalle relleno por conglomerados de la Unidad 6 terciaria (6). Véase también la Figura 2.5, con disposición similar.

En el borde de La Perera-Caracena-Hoz de Arriba se observa su paso de superficie erosiva a sediplano de la Unidad 6 del Terciario en conglomerados calcáreos a unos 1.200 m de cota y que rellenan paleorrelieves generados sobre niveles lábiles del Mesozoico (Fig. 4.14; Cortes S-1, S-10, S-11). En el borde con bloques mesozoicos, las capas de este Terciario 6 pueden llegar a aparecer levemente inclinadas y arrasadas por la superficie, consecuencia de movimientos sinsedimentarios.

En el borde con el área triásica de Tiermes conserva restos de relieves anteriores (ciclo intramioceno), en forma de dorsos de ballena que se yerguen hasta 30 m sobre la superficie y con la que enlazan mediante rampas suaves cóncavo-convexas.

El condicionante litoestructural hace que la red fluvial se instale de modo general en forma de gargantas y cañones en los cauces principales (ríos Caracena, Manzanares o arroyo de Fuente Arenaza), e incisiones más moderadas en cauces secundarios, en muchos casos desagües o alineaciones de dolinas. No se puede considerar una superficie fuertemente karstifi-

cada; las dolinas y uvalas son poco numerosas y se da algún pequeño *polje*, como el de La Nava en Hoz de Arriba.

Sierra del Bulejo.

Se dispone aquí la superficie (Mapa 6) como *pediment* encajado en la superficie del ciclo anterior *intramioceno* al E de la sierra de Pela, a 1.300-1.200 m de cota y con 1-2% de pendiente hacia el E y NE (hacia los Altos de Barahona), y el SE (hacia la depresión del Tajo); de modo que se configura en esta zona como una altiplanicie divisoria de las depresiones de Almazán y Tajo. También parte en algunos puntos de relieves estructurales tipo cuestras. Los enlaces con los relieves anteriores se dan mediante rampas suaves cóncavo-convexas, que bajan desde unos 1.320 m.

En su caída hacia la depresión del Tajo, y aunque muy reducida su extensión por efectos de la erosión cuaternaria del alto Cañamares, se conservan restos de esta superficie en posición cimera en el domo de Atienza (1.230 m), instalada sobre materiales del Permo-Trías y el Paleozoico (Fig. 4.6).

Sin embargo, en la propia rampa de la sierra del Bulejo afecta a distintas formaciones calizas del Jurásico y en menor medida del Cretácico superior (Cortes S-4, S-5). En el borde de Lumías aparecen capas de conglomerados de la Unidad 6 del Terciario, inclinadas presumiblemente por tectónica sinsedimentaria y biseladas por la superficie.

Aquí son más numerosas y de mayores dimensiones las formas exokársticas de tipo dolinas y uvalas, y existe también una serie de *poljes* según direcciones estructurales ONO-ESE (*ibéricas*); así como un lapiaz y cierto espesor de terras rossas, muchas veces en bolsones, como formas y depósitos kársticos extensivos.

La superficie presenta en el sector suaves ondulaciones según direcciones *Guadarrama* ENE-OSO, en cuyas depresiones relativas se instalan los valles de los ríos principales (arroyos Parado y de Retortillo), mientras que la red afluyente tiende más bien a direcciones *ibéricas* ONO-ESE, en muchos casos siguiendo los fondos de los mencionados *poljes*.

Sierra Gorda.

Al S de Barcones (Mapa 7) se entalla a partir de unos restos de relieves relacionados con el ciclo anterior *intramioceno* con los que forma una suave rampa cóncavo-convexa (1.240-1.200 m) con caída general al S hacia el Tajo del 1,5% y también hacia la depresión de Almazán hacia el N, de manera que formó divisoria hidrográfica en este sector suroccidental de los Altos de Barahona.

Aparece desarrollada siempre sobre los términos inferiores del Jurásico, y no se observan depósitos correlativos.

Sector Sienes-Conquezueta.

En este sector, al S del área estudiada aunque fuera de ella (Fig. 4.6), se sitúa como meseta plana (1.220-1.200 m) y divisoria hidrográfica entre las cuencas de Almazán y Tajo, para bajar inmediatamente al S hacia el Alto Henares, donde se continúa con la cartografía de

BENITO CALVO (1997). Al N es sustituida en descenso topográfico hacia la depresión de Almazán por la superficie *mio-pliocena* M₂, que se encaja en ella y actúa como su *pediment*.

Se desarrolla aquí sobre Jurásico y Cretácico superior calizos (Corte S-6). No se localizan depósitos correlativos.

Borde SE de Almazán.

En esta área (Figs. 4.6 y 4.10) se dispone de manera extensa en las hojas de Maranchón (462) y Villed de Mesa (463), con características similares a las expuestas en cuanto a su disposición de cotas y como divisoria Almazán-Tajo. Más hacia el E se reduce al techo de algún relieve residual, al adquirir más extensión el nivel “*intramioceno*” exhumado.

Interpretación y conclusiones.

Se define por tanto como una superficie tipo *pediment* erosivo en los materiales de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, y un sedipiano de culminación de la Unidad 6 del Terciario (si bien localmente en los bordes de cuenca puede biselar capas), instalado a partir de relieves elevados como los de las sierras de Pela y El Bulejo o el desaparecido macizo de Tiermes.

Los depósitos generados consisten en conglomerados calcáreos de borde de cuenca sedimentados por sistemas de abanicos aluviales que rellenan paleorrelieves de consideración, por lo que cabe hablar de una pedimentación de tipo semiárido, no relacionada con procesos de disolución kárstica ni con cercanía del nivel freático; salvo tal vez para los estadios finales del ciclo erosivo-sedimentario, donde la región gozó de un clima relativamente más húmedo, ambiente en el cual se sedimentaron en las áreas centrales de la cuenca las calizas del “Páramo superior” en condiciones más bien biotáticas (DAAMS *et al.*, 1988; ALONSO-ZARZA y CALVO, 2000).

La erosión del sector montañoso y sedimentación de la Unidad 6 del Terciario se produjo como consecuencia de los movimientos tectó-

nicos del Mioceno medio-superior. Dicha sedimentación se considera que concluyó en el Vallesiense (Mioceno superior), por lo que cabe considerar dicha edad como la del fin del desarrollo de esta superficie.

4.2.7. Superficie mio-pliocena postsedimentación neógena.

La superficie M_2 de SCHWENZNER (1936) se constituye como un amplio *pediment* situado en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y con caída hacia el centro de la cuenca, donde llega a presentarse prácticamente plana. Erosiona indistintamente relieves montañosos mesozoicos y los materiales neógenos de relleno de la cuenca, en facies carbonáticas y detríticas. Sus cotas oscilan entre los 1.200 m en las zonas montañosas y los 1.090 m en las muelas próximas al río Duero en el borde occidental. Se ha podido caracterizar en varias áreas:

Altos de Barahona-Alto Henares.

Correspondiente al sector NO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Sus cotas máximas se presentan a unos 1.210 m en Torrellana, al S de Romanillos de Medinaceli, próxima al borde SE del área estudiada en detalle aunque fuera de ésta (Fig. 4.6). A partir de este punto presenta una **caída general** al S y O, hacia el Alto Henares (1.160 m en la Sierra de la Pila; 1.130-1.170 m coronando el anticlinal de Riba de Santiuste). Hacia el N presenta caída hacia el centro de la depresión de Almazán, con pendientes en torno al 1-2% (Mapa 7).

Además de las inclinaciones generales a N y S hacia las cuencas de Almazán y Tajo, se observan también **inclinaciones locales** hacia el centro de poljes o paleovalles contemporáneos con su formación y dispuestos según estructuras del sustrato, en especial sinclinales. Este hecho es bien visible al S de Romanillos de Medinaceli.

Afecta de manera extensiva a diversas formaciones del Jurásico-Cretácico carbonatado,

aunque también a materiales paleozoicos en el anticlinal de Riba de Santiuste (Corte S-6), triásicos en los bloques de Romanillos de Medinaceli y Yelo (Corte S-9), terciarios conglomeráticos de borde y carbonáticos en la subcuenca de Rello (Corte S-8; Fig. 2.8) y a los carbonatos lacustres de borde de la cuenca de Almazán en Barahona-Altos de Radona, donde la inclinación de las capas propia de áreas de borde de cuenca aparece biselada por este arrasamiento (Corte S-8); materiales terciarios que corresponden a la Unidad 6.

La superficie arranca siempre a modo de **pediment** desde relieves anteriores más elevados y correspondientes al ciclo erosivo anterior (M_3), en ocasiones incluidos en la misma a modo de montes-isla residuales como relieves de resistencia litológica o de disposición estructural en torno a fracturas importantes como la de Romanillos de Medinaceli (Corte S-9). En algunas ocasiones, como citan ciertos autores (GLADFELTER, 1971; GRACIA *et al.*, 1988), no existe un escalón claro con la superficie M_3 sino una rampa continua, indicativa de un retrabajamiento de la primera durante este ciclo, más que un encajamiento y escalonamiento entre ambas superficies.

De los restos conservados en relieves residuales de Paredes de Sigüenza-Riba de Santiuste, y continuando al S con la cartografía de BENITO CALVO (1997) y la Fig. 4.6, se puede deducir también que el replano se dispondría tras su formación como **divisoria hidrográfica Almazán-Tajo** en forma de amplio collado o altiplanicie entre Barahona y Sigüenza, en la que aparecen actualmente encajados los valles de los ríos Salado o Alcolea; y flanqueado por relieves más elevados de ciclos anteriores como al S de Barcones, domo de Atienza, sierra de la Bodería o N de Sigüenza. Compárese con lo expuesto por SCHWENZNER (1936), para quien la superficie M_2 no formó divisoria hidrográfica entre las cuencas castellanas.

El carácter kárstico predominante en el sustrato hace que la **acción fluvial** sobre la superficie haya sido escasa, y presente una baja densidad de drenaje. Algunos ríos (Escalote,

arroyo de Romanillos) desarrollan encajamientos profundos en forma de cañón. Existe también por otro lado una red de líneas de drenaje meandriformes poco definidas, apenas encajadas en la superficie y de escasa funcionalidad actual, que se disponen hacia el centro de poljes como el de Barahona; corresponderían a los *flat bottomed valleys* descritos por GLADFELTER (1971) y BENITO CALVO (1997) en el Alto Henares. En los triásicos de Barcones o Romanillos de Medinaceli la red fluvial se encaja según niveles blandos, mientras que las capas más resistentes (areniscas, carbonatos) resaltan en forma de cuevas y *hog-backs* cuyas crestas están niveladas por la superficie.

Los elementos de degradación más extensos generados sobre la superficie son una serie de **poljes**, como los de Barcones o Barahona (Apartado 6.3.3), y que se continúan hacia el S en el Alto Henares y el E en el área de Layna. Otras formas menores de disolución son dolinas y uvalas en cubeta, muy degradadas, de diámetro en general no cartografiable. De manera extensiva, la superficie está cubierta por una *terra rossa* de escaso espesor, rellenando bolsones y grietas de manera muy irregular que engloba frecuentes cantos angulosos arrancados al sustrato. Dicho sustrato aflora también en muchas áreas presumiblemente por erosión de la mencionada cubierta de *terra rossa*, dejando al descubierto lapiazes de diversos tipos, con predominio del tipo estructural según diaclasas o según la brechificación propia de la *Formación de Carniolas de Cortes de Tajuña* (Lías).

BENITO CALVO (1997) describe en el Alto Henares **deformaciones** en esta superficie en forma de depresiones y relieves positivos, a favor de las cuales se instalan barrancos y *poljes*. En el área que nos ocupa no se localiza aparentemente ninguna deformación posterior; alguna situación de este tipo según sinclinales ibéricos ONO-ESE y NO-SE puede corresponderse con disposiciones originales a partir de estructuras previas o propias de la dinámica tecto-erosiva *Torrelaguna* responsable también de la formación de la superficie, y no necesariamente con deformaciones posteriores a la misma.

Altos de Bordecorex.

En este sector centro-meridional de la cuenca terciaria de Almazán, la superficie erosiva marca la cota topográfica máxima actual sobre los materiales terciarios culminantes (Unidad 6), casi exclusivamente carbonatados, situados al N de Barahona y que continúan al N hasta la campiña del Duero (Mapa 7). Es además en este Páramo donde la superficie adquiere su máxima extensión, horizontalidad y monotonía, con cotas siempre en torno a los 1.115-1.125 m y sin inclinaciones claras en ninguna dirección ni conservación de montes-isla u otros tipos de relieves residuales testigos de ciclos anteriores. Tampoco se observa ninguna deformación tectónica posterior a su formación.

Aunque algunos autores la han considerado en esta zona como una simple **superficie estructural** sobre calizas subhorizontales, sediplano de colmatación de las cuencas terciarias (SÁENZ GARCÍA, 1953; VÁZQUEZ HOEHNE, 1994), a partir del estudio de la fotografía aérea y de observaciones de campo se deduce la existencia de estructuras de plegamiento muy suaves, con direcciones en torno a ENE-OSO y ONO-ESE, aunque también existe alguna submeridiana, y arrasadas por esta superficie (Fig. 4.15 y Fig. 2.9). Dichas deformaciones cabe asociarlas con toda probabilidad con las fases tectónicas Torrelaguna o Iberomanchega-I (Mioceno superior-Rusciniense), lo que marcaría un máximo de antigüedad probable para la superficie.

Aparece **incidida** por la red fluvial cuaternaria, cuyo curso principal es el río Bordecorex o Torete, el cual labra un cañón muy característico de dirección ESE a ONO y fondo en artesa desde Radona hasta Bordecorex. Los arroyos de menor jerarquía presentan más bien valles en V, mientras que sobre la propia superficie se dan también unas líneas de drenaje en forma de vaguadas apenas encajadas, de gran anchura, con características análogas a los ya mencionados *flat bottomed valleys*.



Fig. 4.15. La superficie de erosión M2 arrasando pliegues suaves e incluso un gancho de falla en las calizas superiores (Unidad 6 terciaria) en la Riba de Escalote.

Los **procesos kársticos** la afectan en forma de dolinas y uvalas en cubeta, de elevada relación diámetro/profundidad, y de fondos muchas veces encharcadizos impermeabilizados por arcillas de descalcificación. Dichas arcillas o *terra rossa*, aunque alcanzan sus mayores espesores en las mencionadas dolinas, son sin embargo una formación superficial que cubre las calizas terciarias en casi toda su extensión y con mayores espesores que en el caso de sustratos mesozoicos. En los escasos afloramientos de sustrato éste aparece salpicado por lapiares, en general de tipo estructural.

Rampas de Caracena y Alaló.

Al N de la superficie M₃ en la rampa de Caracena (Mapa 6), y como un estrecho escalón que conecta dicha M₃ con la campiña del Dueño, se sitúa un replano erosivo como continuación occidental de los ya descritos de Barahona y Bordecorex. Se presenta aquí mucho más degradada, limitada a escasos replanos residuales sobre el Jurásico-Cretácico de Galapagares (Corte S-11), sobre los carbonatos terciarios terminales (Unidad 6) en la muela de

Fresno de Caracena, de manera análoga a los Altos de Bordecorex, aunque la máxima extensión la presenta aquí sobre facies conglomeráticas terciarias de borde (Unidad 6) (Corte S-1).

Su **carácter erosivo** sobre la superficie anterior M₃ se observa de forma más o menos clara en su escalonamiento en torno a 15-20 m en puntos como La Perera, Caracena u Hoz de Abajo, en forma de suave pendiente cóncavo-convexa (Fig. 4.16). Presenta algunos relieves residuales correspondientes a ciclos anteriores, que se alzan hasta 50 m por encima de la superficie, como en Galapagares o Brías, y conservados por su resistencia litológica o su disposición estructural.

Con **caída general de cotas** hacia el N, su altitud oscila entre los 1.220 m en Brías, donde arranca desde relieves del ciclo de la M₃, hasta los 1.070 m en la muela de Fresno de Caracena, si bien las cotas más frecuentes rondan los 1.100-1.150 m y las pendientes el 1,3-2%.



Fig. 4.16. Paso de M3 a M2 sobre conglomerados terciarios. Cercanías de Hoz de Abajo.

El predominio del sustrato conglomerático hace que sean más importantes los **procesos de erosión lateral** frente a la pura incisión fluvioikárstica en calizas, por lo que los valles fluviales degradan la superficie en forma de barrancos amplios que reducen la superficie a rellanos alargados, estrechos e irregulares, situados en lo alto de los interfluvios. Su conservación en fragmentos residuales de pequeña extensión y aislados unos de otros dificulta la localización de posibles deformaciones posteriores a la formación de la superficie.

Sierra de Perdices (Nolay-Escobosa de Almazán).

En este pequeño macizo topográficamente elevado de conglomerados mixtos silíceos-carbonáticos del Terciario (Unidad 6) asociados al borde de la Rama Aragonesa de la Ibérica y situado en el borde meridional del Campo de Gómara (Mapa 5), se podrían asignar también en principio a esta superficie los **replanos culminantes** que alcanzan hasta 1.160 m de cota. Se trata sin embargo de un relieve aislado y cuyas relaciones con otras

áreas no resultan inmediatas, por lo que no se puede afirmar con seguridad si dicho nivel culminante se corresponde a esta superficie erosiva o se trata simplemente del más alto de los replanos estructurales escalonados en capas duras que caracterizan este relieve.

Otras áreas.

Hacia el O de la región estudiada adquiere gran desarrollo sobre las calizas neógenas terminales del páramo de Ayllón. Aquí NOZAL (2006) la considera una superficie esencialmente estructural con retoques erosivos, si bien en el área de Castillejo de Robledo (Mapa nº 376, San Esteban de Gormaz) se observan capas deformadas y biseladas de manera semejante a la descrita en el páramo de Bordecorex.

En el sector SE de la cuenca de Almazán (Fig. 4.6), sus raíces corresponden a unos engolfamientos en relieves anteriores de la M₃ en torno al río Blanco en Layna, el Tajuña en Alcolea del Pinar y otros arroyos menores, marcando los niveles de base contemporáneos con su formación. Mayor extensión adquiere sobre las calizas miocenas de Radona (Unidad 6), de manera semejante a los Altos de Borde-

corex. No parece desarrollarse esta superficie al E de Layna, o al menos no se ha conservado.

Conclusiones: Interpretación y significado geomorfológico.

De los datos expuestos sobre la superficie en las distintas zonas analizadas cabe extraer una serie de conclusiones relacionadas con su génesis y su significado morfoevolutivo:

Se trata de un **pediment** (de tipo erosivo) desarrollado tras la creación de relieves diferenciales relacionados presumiblemente con la tectónica Torrelaguna del Mioceno superior-Rusciniense.

No se ha localizado ningún **depósito correlativo**. Los materiales inmediatamente anteriores a los que afecta corresponden a la Unidad 6 del Terciario (Aragoniense superior-Vallesiense), mientras que materiales como las “rañas” de Riaza-Honrubia o el relleno kárstico del yacimiento paleontológico de Layna (Rusciniense superior-Villafranquiense inferior, MN 15-16) se encajan en ella o la cubren parcialmente. Aparece por tanto la edad Turoliense-Rusciniense como la de la elaboración de la superficie y se podría correlacionar con la superficie erosiva SE3 que BENITO CALVO (2004) define en el NE del Duero, y a la que adscribe una edad probable de Turoliense superior, en relación con la unidad de Tariego de Cerrato (v. PÉREZ *et al.*, 2001).

Por otro lado, se opone una sedimentación anterior de carácter endorreico (Unidad 6 del Terciario), frente a una sedimentación exorreica del Plioceno superior (“rañas” y glacis), por lo que esta superficie puede marcar una primera evidencia geomorfológica de **exorreísmo**, que explicaría además la falta de depósitos correlativos y concuerda con la edad propuesta para la progresiva apertura al mar de las cuencas interiores ibéricas en la región (MARTÍN-SERRANO, 1991; GUTIÉRREZ SANTOLALLA *et al.*, 1996; SANTISTEBAN *et al.*, 1997), y con su inclinación regional al O (hacia el Atlántico). Este vaciado exorreico de la cuenca resultaría aún imperfecto y se combinaría con la existencia de depresiones cerradas o semicerradas tipo *polje*, en las que la

superficie se dispone a modo de hombrera indicando un antiguo nivel de fondo de las mismas (BENITO CALVO, 1997), y en definitiva un nivel de base de los procesos erosivos. Respecto a la historia morfoevolutiva posterior, representa el **nivel inicial** a partir del cual se instala la red fluvial cuaternaria, cuyo nivel de base actual (el río Duero) se encaja unos 220 m en la misma.

Su desarrollo a partir del ensanchamiento lateral de paleovalles o depresiones cerradas, la litología del sustrato predominantemente carbonatada y la presencia extensiva de considerables acumulaciones de *terra rossa in situ*, en especial en las áreas más planas, indica que se trata de una superficie labrada en gran parte por procesos kársticos, a modo de una **superficie o pediment de corrosión kárstica** de FORD y WILLIAMS (1989), como interpretó también VAUDOUR (1979, 1984) para su equivalente sobre las calizas del Páramo de la Alcarria. Estas superficies se forman por disolución a partir de surgencias kársticas, o bien tras largos períodos de denudación, por convergencia o apertura de *poljes* a flujos exteriores. Se generan así *pedillanuras* erosivas muy extensas, cubiertas de arcillas de descalcificación y de muy bajo relieve, con eliminación por disolución de las irregularidades controlada por el nivel freático. Una vez que la topografía es rebajada en determinados puntos hasta alcanzar el nivel de inundación frecuente (zona epifreática), la llanura se expande por retroceso gradual paralelo de los relieves kársticos circundantes (procesos de corrosión lateral y zapamiento en zonas de surgencia) y por eliminación de los cerros residuales (procesos de disolución vertical y erosión mecánica por acción directa de la lluvia y la escorrentía). Indica además condiciones más húmedas respecto a las pedimentaciones anteriores de la *Intramiocena* y la M₃, más propiamente semiáridas. En áreas de sustratos siliciclásticos (triásicos, paleozoicos) o en las mayores pendientes es donde cabe esperar una mayor acción de procesos de erosión mecánica más propios de la pedimentación semiárida de KING (1953).

Cuando el nivel freático desciende bajo el nivel de la superficie de corrosión, sea por factores climáticos de aridificación, tectónicos de elevación o morfodinámicos por captura de redes fluviales con niveles de base más bajos

(red fluvial cuaternaria), el flujo tenderá a la infiltración vertical frente a la corrosión lateral. En este caso se desarrollan dolinas y otras depresiones kársticas y valles que aparecen encajados en la superficie.

4.3. SUPERFICIES DE EROSIÓN EN LA MONTAÑA SEPTENTRIONAL

Al igual que en el esquema seguido para estudiar el borde montañoso meridional de Almazán, se considera importante comenzar el análisis del borde N fuera de los límites marcados partiendo de los relieves más elevados de Cameros-Demanda, como macizo que ejerce de divisoria morfoestructural entre Almazán y el Ebro, así como con el Corredor de La Bureba. Del mismo modo y con el mismo objeto, se ha realizado una serie de cortes geológico-geomorfológicos en los diversos sectores.

4.3.1. Cameros-Demanda.

La activa dinámica compresiva sufrida por esta zona durante la orogenia alpina es muy poco propicia para el desarrollo y conservación de superficies erosivas, como ya hizo notar BRINKMANN (1957). En estos entornos estructurales dichos niveles se suelen reducir a restos de replanos, más o menos aislados y a distintas alturas, difíciles de acotar en el tiempo por su posición muchas veces culminante y sin relaciones con unidades sedimentarias que las supradaten (v. p. ej., PEÑA, 1994; AMATO Y CINQUE, 1999). Estos replanos se asocian por lo general a ciclos erosivos indicativos de episodios de relativa calma tectónica dentro de los ciclos generales de cabalgamiento y elevación.

Por otro lado, en el caso concreto de Cameros-Demanda, los acusados contrastes litológicos (alternancias de cuarcitas y pizarras en el pre-mesozoico de la Demanda y areniscas, arcillas y calizas Purbeck-Weald de Cameros) en una serie plegada y fracturada, dificultan la conservación de extensas superficies planas;

de modo que el relieve se caracteriza por alineaciones de sierras determinadas por las formaciones más resistentes y un fuerte encajamiento de la red fluvial.

La superficie más antigua descrita es, al igual que en el borde sur, la **Pretriásica**, visible en la Demanda en la zona de San Millán (BOMER y RIBA, 1984). No se trata de una superficie en posición culminante ni forma parte de un dispositivo escalonado; sino que se presenta presumiblemente exhumada, inclinada hacia el S y compartimentada en bloques por la fracturación asociada al cabalgamiento frontal de la Demanda (Fig. 4.17), de modo análogo y aproximadamente simétrico al expuesto para el bloque de Alto Rey en el borde S.

El resto de posibles niveles erosivos en Cameros-Demanda se ha descrito a partir de la relativa isoaltitud de sus sierras y la definición de superficies envolventes a partir de éstas.

Así, ANTÓN (1985) considera que las formas generales de la sierra de la Demanda vienen determinadas por una superficie cimera antigua de carácter erosivo, conservada en unas líneas de cumbres de cotas más o menos constantes a unos 2.000 m. LEMARTINEL (1985) la sitúa en el Oligoceno, como previa a la fase Sávica (Castellana), y la continúa además hacia las crestas y zonas altas de los bordes de Cameros como en la sierra de Cabrejas o los montes de Cervera (1.400 m); por lo que considera al conjunto de Cameros-Demanda como un relieve residual elevado desde aproximadamente 25 Ma.

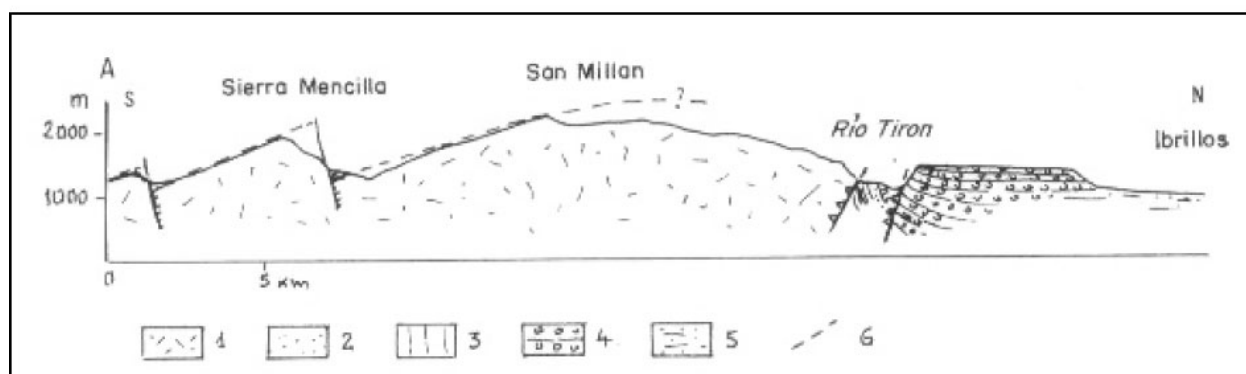


Fig. 4.17. Perfil geológico-geomorfológico de la Sª de la Demanda por San Millán (BOMER y RIBA, 1984). 1: Paleozoico. 2: Triásico. 3: Jurásico. 4: Conglomerados miocenos. 5: Arcillas y areniscas miocenas. 6: Superficie Pretriásica.

ARNÁEZ (1987), en el borde N de la Demanda, distingue tres niveles: Una línea de cumbres a 1.900-2.000 m, como restos de una superficie de erosión de edad indefinida. Un segundo nivel de cumbres, a 1.650-1.750 m. Y una serie de hombreras colgadas a lo largo de algunos valles en forma de rampas suaves hacia las cumbres, que asocia al ciclo “finiterciario” y que corresponden a fondos de paleovalles amplios y muy suaves. A este último nivel también se asociaría la plataforma de los Gamellones, como única superficie erosiva clara desarrollada en el borde N de la Demanda sobre calizas jurásicas, y a la que PELLICER (1985) asigna una edad pliocena.

En la vertiente meridional de Cameros y hasta la sierra de Cabrejas, la cual entra ya en el área cartografiada en detalle, se pueden distinguir a grandes rasgos unos tres niveles en las cuerdas de las sierras y un *pediment* basal (Fig. 4.23):

- Los niveles más altos corresponden a las **cumbres** de las sierras de **Cebollera** y **Urbión** (1.900-2.100 m) en la Hoja de Vinuesa (nº 317) y más al N, siempre en niveles resistentes de cuarzoarenitas y conglomerados silíceos del *Grupo de Urbión* (Cretácico inferior), como la plataforma cimera de La Mesa citada por SANZ (2001).
- Un segundo nivel se presenta a unos 1.450-1.700 m bajantes al S, en **cuerdas de sierras** como las de La Mata, Oncala o El Madero (Hojas de Vinuesa, 317, y Almarza, 318) sobre unidades resistentes (calizas, cuarzoarenitas y conglomerados) de los diferentes

grupos del megaciclo Purbeck-Weald. Este nivel se continuaría presumiblemente en la alineación de cumbres de la sierra de Cabrejas, sobre Cretácico superior calizo, a 1.340-1.420 m.

- El tercer nivel aparece reflejado fundamentalmente en **collados**, hombreras y la cumbre de algún *inselberg*, a unos 1.250-1.400 m, como escalón entre los relieves anteriores y las depresiones de Numancia y la Cuerda del Pozo.
- Un último nivel, y ya en relación con rellenos neógenos, se desarrolla a unos 1.300-1.050 m a modo de **pediments** que enlazan los relieves de sierra con los fondos de las mencionadas depresiones, en los que se sitúan cursos fluviales como el alto Duero, el Tera o el Merdanchó.

4.3.2. La sierra de Cabrejas. Determinación de niveles erosivos.

La sierra de Cabrejas es un macizo montañoso de materiales fundamentalmente calizos del Cretácico superior, si bien incluye paleógenos en cubetas sinclinales. Aunque SANZ (1992a) considera como tal sierra a toda la banda de Cretácico superior situada entre el macizo de Cameros y las cuencas del Duero y Almazán, alargada desde Hontoria del Pinar al O hasta el Picofrentes al E, cerca de Soria capital, en este trabajo se ha cartografiado y estudiado en detalle y se hará referencia con dicho nombre tan sólo a la mitad oriental, situada al E del valle del río de Muriel Viejo

(Mapa 1). A la parte occidental se aludirá como borde de San Leonardo.

Geomorfológicamente consiste en un amplio *pediment* erosivo de carácter regional, situado a pie de relieves residuales de tipo *inselberg* y frentes de sierra, que conservan un par de niveles erosivos más elevados y escalonados. Por ello, constituye un área tipo para el análisis de las superficies de erosión en este borde N de la cuenca de Almazán, ya que en esta disposición escalonada de su relieve se encuentran representados diferentes niveles regionales.

En un rápido repaso a los distintos autores que han propuesto interpretaciones para este relieve se debe citar en primer lugar a SOLÉ (1952), para quien la disposición escalonada vendría dada por desnivelación tectónica de la **Penillanura Fundamental** intraterciaria, que aparecería conservada en cumbres como Pico-frentes y a pie de los relieves en la *Plataforma de Soria*, siempre anterior a la sedimentación de las calizas del Páramo del Mioceno superior. Esta interpretación no se corresponde sin embargo con las estructuras presentes.

GRACIA *et al.* (1990) mencionan dos niveles: Una superficie superior **S1** conservada en replanos elevados, que correlacionan con la *Superficie Intramiocena* del Mioceno medio. Y una **S2** del Plioceno inferior, o *Superficie Fundamental*, como replano inferior y más generalizado, que enrasaría con el sediplano de las calizas del Páramo superior.

Finalmente, SANZ (1992a) distingue también dos superficies: Aparte de la línea de cumbres, describe un nivel **Prefinimioceno**, a unos 1.300 m, como en Pico-frentes, y una **Superficie de Erosión Fundamental** por debajo de los 1.260 m como superficie de erosión-colmatación relacionada con el techo de la caliza del Páramo y único replano generalizado.

Del análisis realizado para este trabajo se deduce la existencia de tres niveles, cuya edad y significado se discutirán a continuación. De más moderno a más antiguo son:

- **Superficie Intramiocena:** En forma de *pediment* basal muy extenso, superficie de carácter regional, a 1.200-1.070 m.
- **Nivel Sierra Llana:** Nivel intermedio, a 1.300-1.250 m, escalonado en hombreras y en un par de replanos más extensos conocidos ambos como La Llana o Sierra Llana.
- **Nivel Pico-frentes:** Definido por los relieves más elevados de la propia sierra de Cabrejas, así como la cumbre de la sierra de Hinodejo (1.340-1.430 m).

Los niveles de cumbres de las sierras de Urbión y Cebollera no aparecen conservados aquí ni en toda el área estudiada.

4.3.3. Superficie Intramiocena.

Constituye un replano erosivo en el borde montañoso y de colmatación en la cuenca en todo el N de la depresión, que arranca desde la falda de la sierra de Cabrejas y la Rampa de Soria hacia el S.

En un repaso bibliográfico de antecedentes se pueden distinguir dos grandes líneas de interpretación:

En los trabajos antiguos, RICHTER y TEICHMÜLLER (1932) y BRINKMANN (1932) fueron los primeros en señalar la existencia de un arrasamiento al O de Soria y en toda la margen oriental de la depresión del Duero (Fig. 4.18). Lo califican de “pre-Pontiense” al estar cubierto en el borde de Calatañazor por las calizas horizontales del Páramo, a las que se asignaba sistemáticamente dicha edad Pontiense (Mioceno superior final o Plioceno inferior). De esta superficie sobresaldrían, aparte de la propia sierra de Cabrejas, algunos *inselbergs* como las sierras de Hinodejo o San Marcos. RÍOS *et al.* (1956b) siguen estas mismas ideas, recogidas también recientemente por GUTIÉRREZ ELORZA y PEÑA (1994). SOLÉ (1954) le pone el nombre local de *Plataforma de Soria* y la asimila a su **Penillanura Fundamental**, de edad e interpretación similares a las mencionadas.

SÁENZ GARCÍA (1953) la considera sin embargo como un llano de edad plio-pleistocena, al asimilarlo al glacis erosivo re-

lacionado con la “raña”, que estaría representada en la zona por los cantos y bloques de la Formación Numancia (considerada aquí como la Unidad 6 del Terciario).

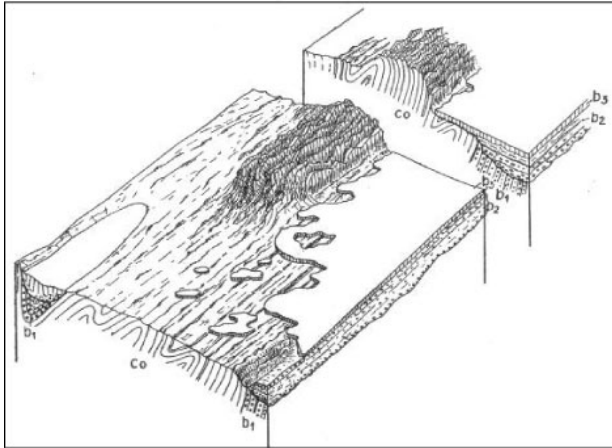


Fig. 4.18. Esquema geológico-geomorfológico de RICHTER y TEICHMÜLLER (1932) de las sierras de San Marcos e Hinodejo con el arrasamiento mioceno, que afecta al cretácico (Co) y paleógeno (b1), es previa al mioceno pre-pontense (b2) y está parcialmente cubierta por las calizas lacustres “pontenses” (b3).

En trabajos más recientes (LEMARTINEL, 1985; GRACIA *et al.*, 1990; PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1994; SANZ, 1992a, 1996a) se define como la *Superficie Fini-Miocena*, S2 o *Superficie Fundamental de la Ibérica*. Ésta erosionaría el Cretácico superior calizo de borde de Cameros-Demanda con el Duero y Almazán, y estaría cubierta en algunos puntos, como en Covarrubias, por detríticos de la “raña”, también en parte erosivos sobre la superficie. Enrasaría por otra parte con el techo de la caliza de los Páramos en el borde de cuenca, por lo que el final de su elaboración sería Turroliense-Plioceno y se trataría de una superficie de erosión-colmatación relacionada con el ciclo de la unidad final neógena.

Se procederá a continuación al análisis de este nivel en diversos sectores:

Superficie basal de la sierra de Cabrejas (Mapa 1).

Arranca aquí de la **falda de la sierra** a unos 1.200 m, mediante un *knick* claro, y cae hacia el S en forma de rampa hasta unos 1.070 m con pendientes medias del 0,6-0,9%. Erosiona

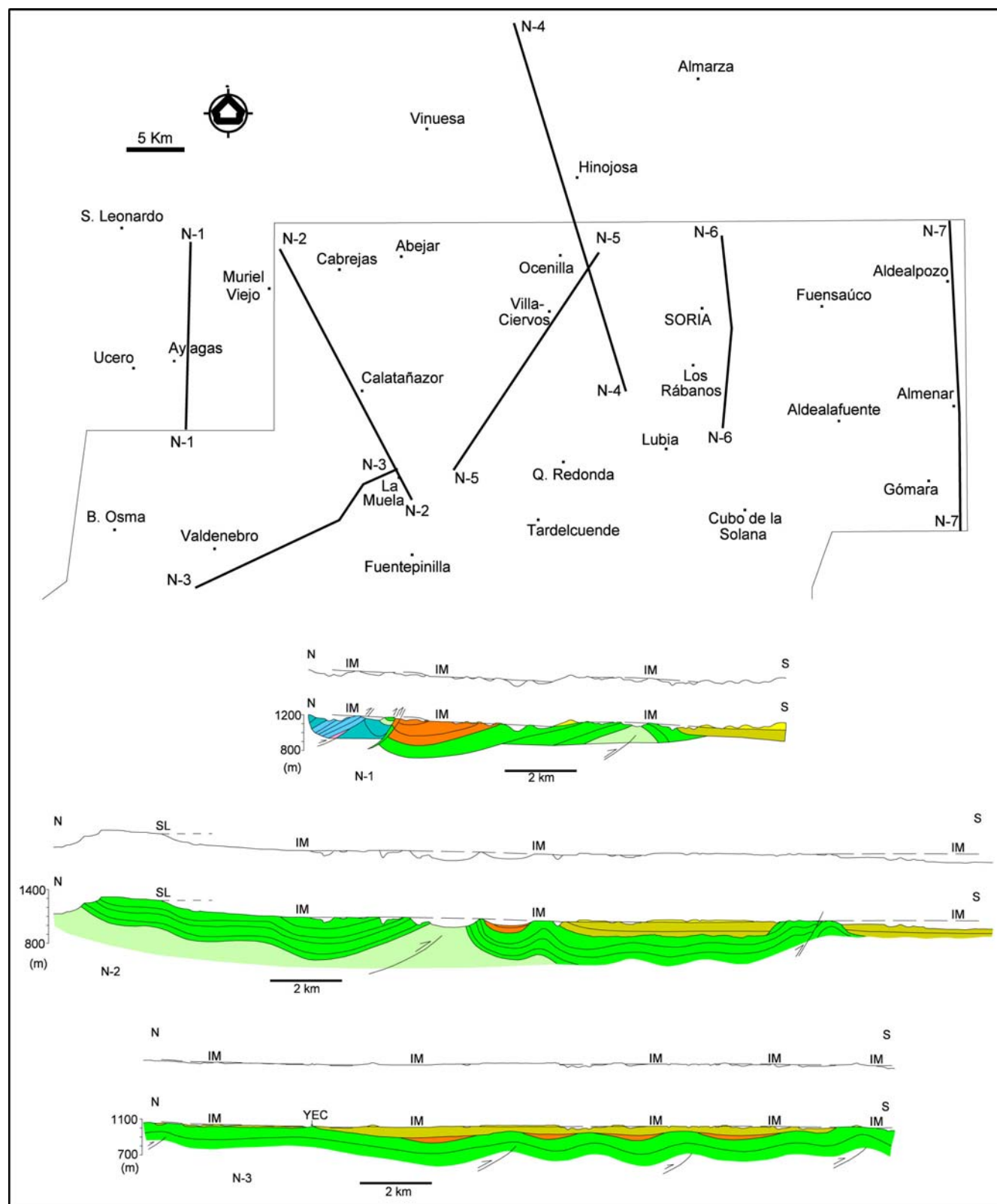
indistintamente relieves montañosos cretácicos (calizas), así como materiales paleógenos y neógenos de relleno de la cuenca (Cortes N-2, N-4, N-5). Su articulación con *inselbergs* y relieves de sierra correspondientes a ciclos anteriores se efectúa muchas veces mediante laderas con condicionante estructural, según la inclinación de las capas cretácicas, y disposición en *chevrons*.

En algunos puntos, como en **Abejar**, la superficie atraviesa la sierra a modo de collado o *pediment pass* de BLOOM (1978), de manera que *conectaría* con la depresión de la Cuerda del Pozo, donde se sigue en la cresta de algunos relieves resistentes en cuestras, con caída de O a E siguiendo el valle del Duero desde unos 1.170 m a 1.120 m y continuidad en la cuenca de Numancia.

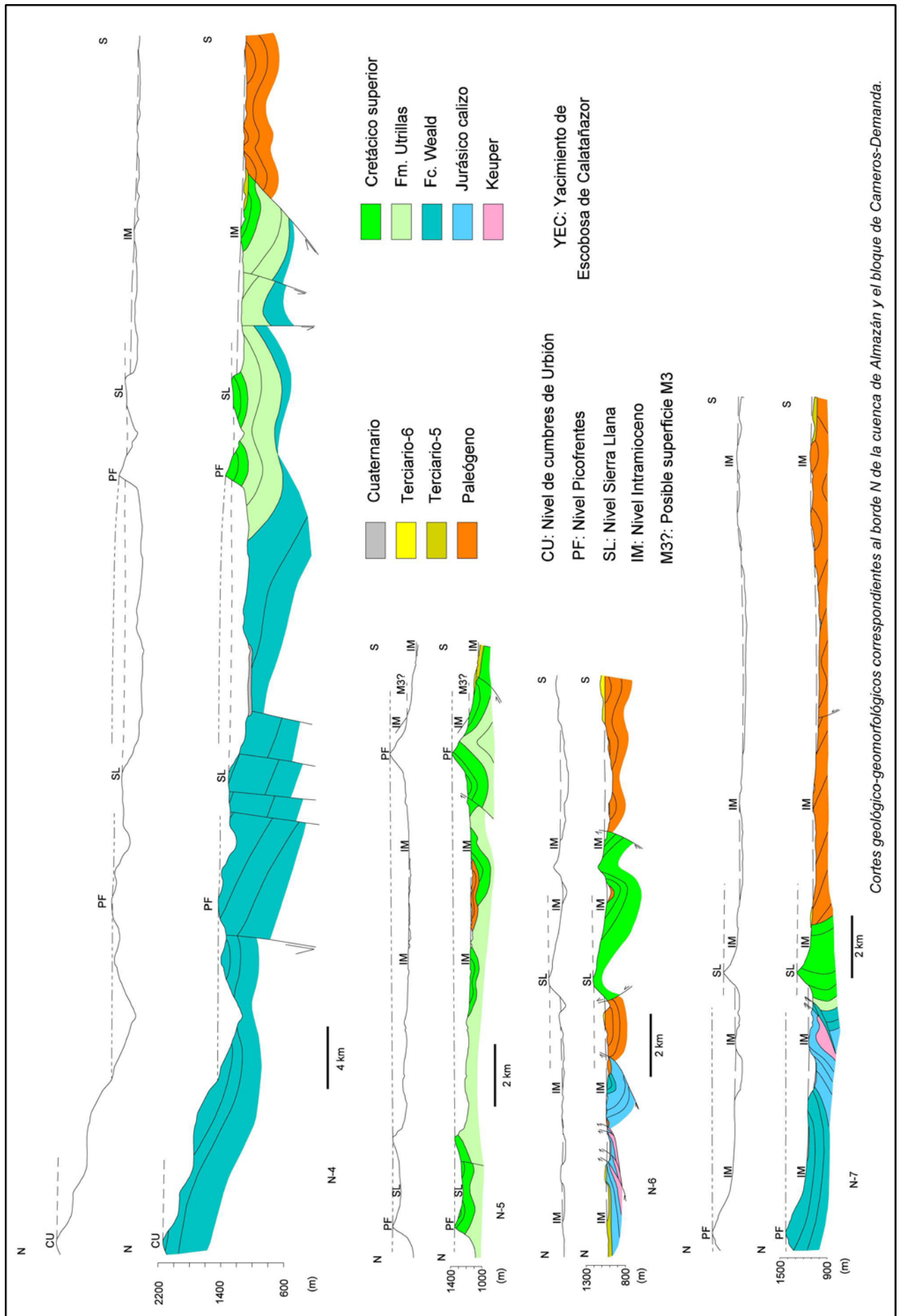
En otros puntos simplemente se engolfa en la sierra a modo de cabeceras de paleovalles, según las cuales se instalan líneas de drenaje actual, como es el caso del arroyo de la Hoz, afluente del río Avión y que nace en Cabrejas del Pinar (Fig. 4.19).



Fig. 4.19. Engolfamiento de la Superficie Intramiocena en los Llanos de Calatañazor, aprovechado por el actual arroyo de la Hoz para labrar un cañón que conecta la depresión de Almazán con la de la Cuerda del Pozo (pediment pass).



Cortes geológico-geomorfológicos correspondientes al borde N de la cuenca de Almazán y el bloque de Cameros-Demanda.



En los **Llanos de Calatañazor** (Corte N-2) se introduce bajo la sedimentación terciaria de calizas atribuidas a la Unidad 6 del Terciario (Aragoniense superior–Vallesiense) que se apoyan bien sobre las calizas cretácicas o bien sobre terciarios ligeramente biselados por la propia superficie atribuibles a la Unidad 5 del Terciario, como ocurre en el cerro donde se sitúa el mismo pueblo; aunque también se ve algún paleovalle relleno con conglomerados calcáreos de esta Unidad 6 y encajado en la propia superficie (Fig. 4.20). Así, la superficie equivaldría en la cuenca a la discordancia entre las unidades 5 y 6 del Terciario y se podría asimilar a la *Superficie de Erosión Intramiocena* ya descrita en el borde S, relacionada con el ciclo de erosión-sedimentación que dio lugar a la Unidad 5 del Terciario (Mioceno medio). Si bien resulta evidente que ha podido seguir reelaborándose al menos parcialmente en los bordes durante el ciclo 6 del Terciario para dar lugar a los mencionados conglomerados y calizas superiores, como en el modelo esquematizado por MACKIN (1970) (Fig. 4.21).

Podría corresponder por tanto a las superficies S6-S7 de CASAS y CORTÉS (2002), descritas a 1.050-1.000 m de cota en la Ibérica central y atribuidas al Mioceno inferior-medio.

Pediment de la sierra de Hinodejo y Monasterio (Mapas 1 y 4).

La sierra de Hinodejo constituye un *inselberg* a modo de cresta estructural de resistencia (Corte N-5), que se iza sobre el *pediment* intramioceno, instalado aquí como un glacis erosivo. Éste se dispone de manera marcadamente asimétrica: hacia el N baja de 1.150 a 1.130 m con pendientes suaves, del orden del 1%; mientras que en la vertiente S, en el borde del cabalgamiento de Las Cuevas de Soria, lo hace de 1.200 a 1.100 m con pendientes mucho más fuertes, de hasta el 10%. Esta fuerte pendiente hace reconocer un *knick* muy claro con la superficie de estratificación de las calizas de Monasterio, subhorizontales y atribuidas aquí también a la Unidad 6 del Terciario, como las de Calatañazor. Estas calizas solapan

del mismo modo la superficie, desarrollada sobre el Cretácico superior calizo y el terciario 2-3 y 5 y que desciende en forma de discordancia parcialmente exhumada hasta los 1.040-1.020 m de cota, marcando aproximadamente el techo de la sedimentación de la Unidad 5 terciaria, que en el borde aparece también biselada. Compárese con esquema propuesto por VALVERDE (1991), para quien la superficie de colmatación, marcada por estas calizas de Monasterio, enlazaría con la superficie erosiva (Fig. 4.22).



Fig. 4.20. Paleovalle de conglomerados calcáreos de la Und. 6 del Terciario (T-6), encajado en la Superficie Intramiocena (IM), labrada en cretácico plegado. Cercanías de Calatañazor.

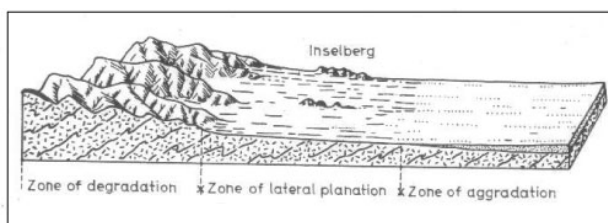


Fig. 4.21. Esquema clásico de piedemonte de JOHNSON (en MACKIN, 1970), aplicable al pediment intramioceno, con un frente de degradación (la sierra de Cabrejas), una zona de aplanamiento lateral (Superficie Intramiocena en los Llanos de Calatañazor) y una zona de aggradación (cuenca de Almazán). También se conservan algunos inselbergs.

Pediment de la sierra de San Marcos (Mapas 1 y 2).

De manera semejante a la de Hinodejo, esta sierra constituye un *inselberg* elevado (sinclinal colgado en Cretácico superior) respecto al *pediment* intramioceno (Fig. 4.28).

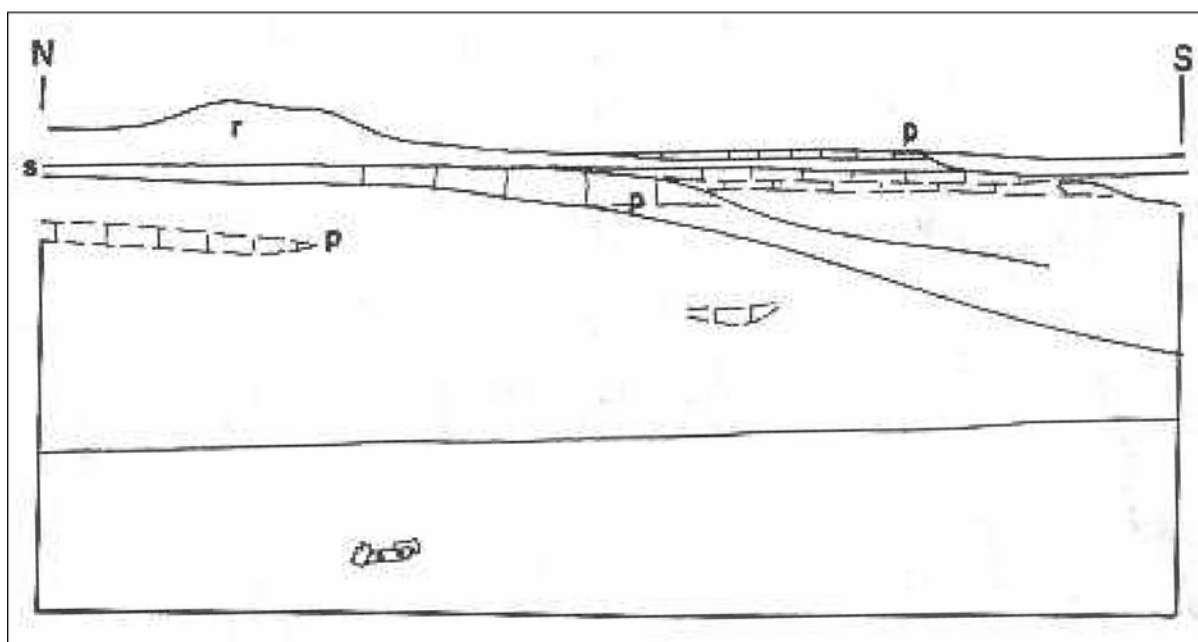


Fig. 4.22. Panorámica del borde de Hinojedo-Monasterio, según VALVERDE (1991). En el borde montañoso mesozoico (r) se labra la Superficie de Erosión Fundamental (s), que se continuaría con el sediplano de colmatación de las calizas neógenas terminales (p).

Dicha **disposición pediment-inselberg** se presenta sólo en su borde S, ya que en el N la erosión fluvial cuaternaria ha desventrado el anticlinal de Villaciervos, según el cual se habría establecido presumiblemente un relieve elevado ya desaparecido y asociado a los ciclos de pediplanación anteriores, cuyo contorno aparece marcado también por crestas estructurales como las pequeñas sierras de Camparañón-Villabuena (1200-1280 m).

El **pediment** del borde S se tiende desde los 1.200 m hasta unos 1.080 m y con pendientes fuertes, en torno al 8%. Arrasa el cabalgamiento frontal de San Marcos, sin movimiento posterior aparente, y se introduce en la cuenca hacia el S y SE en forma de discordancia en la base de la Formación de Bloques de Numancia (Unidad 6 del Terciario).

Afecta al Cretácico superior calizo en el frente montañoso, en la cuenca a materiales de las unidades 2 a 5 del Terciario, y se conserva especialmente en las formaciones más resistentes, de tipo calizo o conglomerático.

Áreas centrales de cuenca (Mapas 3 y 4).

Hacia el S y SO de los bordes analizados y hasta el Burgo de Osma (Fig. 4.29), la superficie se continúa como discordancia entre las Unidades 5 y 6 del Terciario: Respecto a la primera supone un sediplano calizo o conglomerático frecuentemente exhumado en las áreas centrales, y a cuyas arcillas y conglomerados de borde bisela ligeramente (hecho también descrito en el borde S de Almazán). La base de la Unidad 6, de conglomerados y gravas silíceas, se apoya o es ligeramente erosiva sobre la superficie.

También son frecuentes los afloramientos de anticlinales cretácicos con las cumbres arrasadas por este nivel (La Muela, 1.050 m; La Olmeda-Valdenebro, 1.010 m; Burgo de Osma, 1.020-990 m), o que destacan ligeramente sobre el mismo (La Muela, 1.070 m). Sobre algunos de estos anticlinales se localizan restos de la Unidad 6 terciaria suprayacente. La pendiente de caída del NE hacia el SO se sitúa en torno al 0,5%.

Los afloramientos de restos exhumados de esta superficie a techo de la Unidad 5 terciaria, así como arrasando anticlinales cretácicos, son

especialmente extensos en las áreas de interfluvios entre los ríos Avión, Sequillo, Bayubas y Fuentepinilla; y se continúan sin dificultad en su interpretación con los descritos al S del río Duero en el área de Gormaz-Vildé (Mapa 6, Fig. 4.13).

En uno de estos interfluvios se sitúa el comentado yacimiento paleontológico de Escobosa de Calatañazor (LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.*, 1977a y b; SESÉ, 1977, 1980), del Mioceño medio Aragoniense superior (MN 7/8). Al estar contenido en un relleno kárstico dentro de un pequeño afloramiento cretácico resulta difícil su interpretación. Está situado a una cota topográfica casi enrasada con esta superficie, por lo que marcará probablemente un período de karstificación entre las unidades terciarias 5 y 6 (Fig. 2.6). Karstificación fruto del descenso del nivel de base asociado a la tectónica *Guadarrama II* existente entre ambos ciclos.

Rampa de Soria (Mapa 2).

En el área en torno a Soria capital se sitúa a modo de rampas parcialmente exhumadas alrededor de los relieves de pequeñas sierras como Santa Ana (Corte N-6), Picazo, Cencejo o La Pica (Corte N-7), desde cotas de unos 1.200 m hasta unos 1.080 o 1.050 m, y pendientes en torno al 5%. También se dispone como divisoria entre las cuencas de Almazán y Numancia (Corte N-6), como una banda ligeramente elevada (hasta 1.130 m) de dirección E-O según el frente de cabalgamiento del sistema Valdecurueña-La Pica y con caída hacia las dos cuencas mencionadas (hasta 1.050 m). Ello supone que ambas cuencas quedarían prácticamente niveladas y se conectaron durante el depósito de la Formación Numancia (Terciario 6), que fosiliza la superficie en muchos puntos en torno a Soria capital y Los Rábanos (Corte N-6). Aparece cubierta por formaciones de bloques de piedemonte, muy similares a la de Numancia y probablemente de la misma edad, en las faldas de las sierras de La Pica (Corte N-7), Cerro Tiñoso o en los

alrededores de Tozalmoro, siempre por encima de los 1.100 m, y alcanzando en algún caso su techo visible más de 1.200 m de cota.

Otros aspectos morfométricos de interés son su disposición alabeada con caída de cotas hacia los fondos de valle (Duero, Merdancho, Golmayo y cursos menores), o su compartimentación y desnivelación con hundimiento hacia la cuenca de Numancia por el sistema de fracturación de Valdecurueña, entre Soria y Garray, por movimientos tectónicos posteriores (Corte N-6).

Afecta en el área montañosa a materiales muy diversos: calizas del Jurásico inferior y Cretácico superior, así como a las facies continentales Purbeck-Weald de Cameros, en especial a las formaciones calizas del Grupo Oncala. En la cuenca de Almazán aparece sobre paleógenos de las Unidades 2-4 del Terciario, mientras que en la de Numancia afecta también a la Formación Tartajo, supuesta aquí del Neógeno (Unidad 5).

Otras áreas.

Siguiendo **hacia el N**, fuera del área de estudio en detalle (Fig. 4.23), se continúa en el conjunto de la cuenca de Numancia y la depresión de la Cuerda del Pozo, a pie de sierras como El Almuerzo, Oncala, Cebollera o La Mata, con fuerte caída hacia los fondos de los valles principales y condicionando así la instalación de los ríos Merdancho, Tera, Razón, Arguijo o alto Duero. En algún punto, como al S del pueblo de Tera, aparece cubierta por materiales seguramente equivalentes a la Formación Numancia (Unidad 6).

En **el borde de San Leonardo** la superficie presenta características análogas al resto del borde N de Almazán, al aparecer principalmente conservada en la banda de Jurásico inferior, Cretácico superior y Paleógeno que aparece a ambos lados del cabalgamiento de San Leonardo (Fig. 4.24).

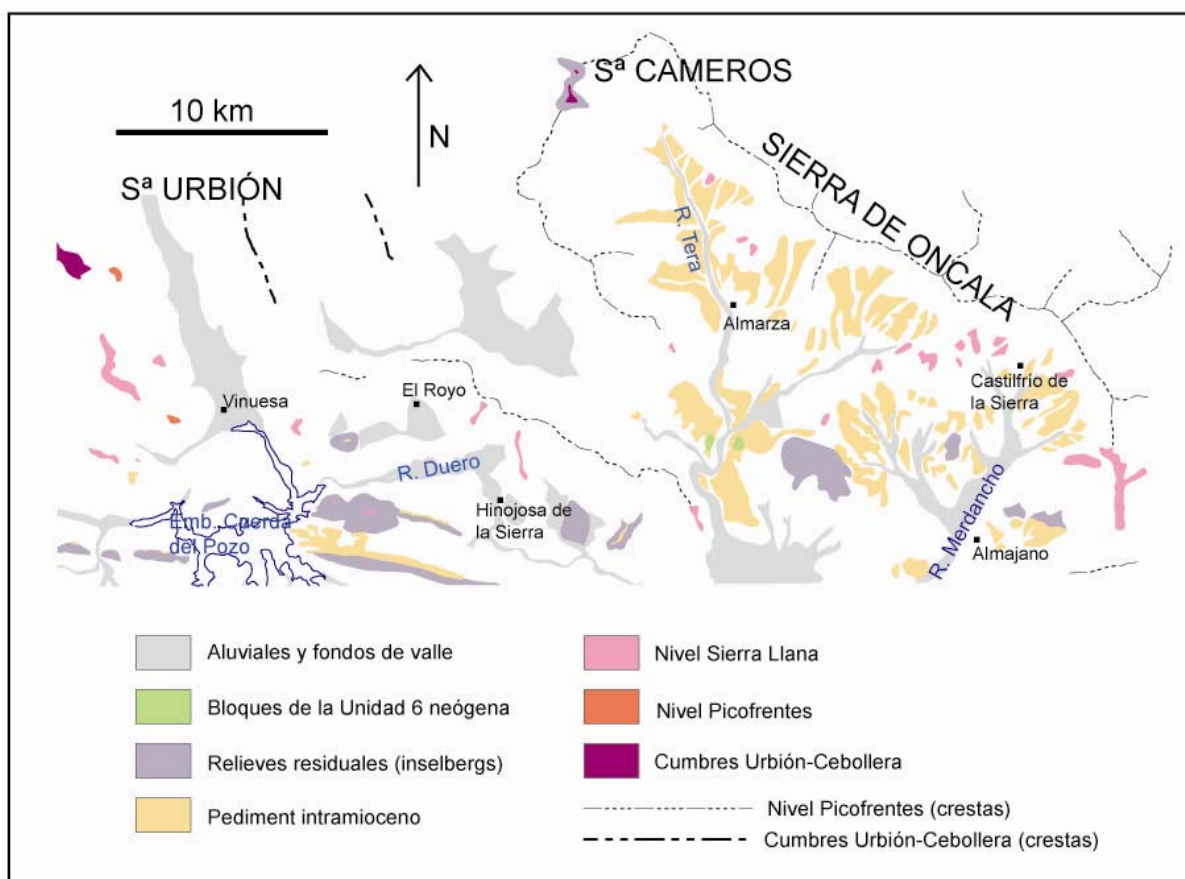


Fig. 4.23. Esquema geomorfológico del área centro-septentrional de las depresiones de Numancia y la Cuerda del Pozo, situadas al sur de las sierras de Urbión y Cameros.

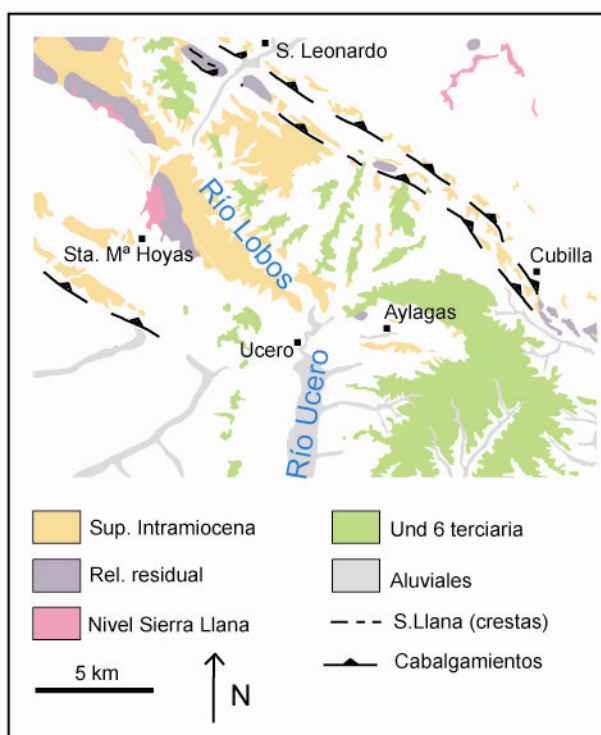


Fig. 4.25. Esquema geomorfológico del área de San Leonardo, al O de la sierra de Cabrejas. Del cabalgamiento de San Leonardo parten los sistemas de abanicos de la Und. 6 terciaria, que fosilizan parcialmente la Superficie Intramiocena.

La mayor extensión de afloramiento la presenta como meseta cimera a lo largo del cañón del río Lobos (1.200-1.070 m), río que se encaja en un paleovalle definido por la propia superficie encajada entre los relieves más elevados del anticlinal de Santa María de las Hoyas y el bloque N de San Leonardo, que constituiría su frente montañoso. Aparece parcialmente cubierta por formaciones detríticas asociadas a abanicos procedentes del área de Cameros y correspondientes a la Unidad 6 del Terciario, consecuencia de movimientos recientes del cabalgamiento. De hecho, la superficie se encuentra afectada y desnivelada por esta estructura (Corte N-1), con elevación del bloque N (Cameros) respecto a la cuenca de Almazán.

Más hacia el S, la superficie se presenta exhumada en estructuras sobre Cretácico superior, elevadas probablemente por cabalgamientos ciegos paralelos al de San Leonardo: así aparece en el anticlinal de Aylagas (Corte N-1; 1.100-1.080 m) o en Fuenca-

liente del Burgo (1.060-1.040 m), y se seguiría como discordancia estratigráfica entre las unidades 5 y 6 del Terciario, con progresiva pérdida de cotas hacia el S, hacia los relieves del Burgo de Osma, donde aparece a cotas de unos 1.000 m, por lo que define una caída global menor al 1%.

En el **borde E de Almazán** con la Ibérica aragonesa, área previamente estudiada entre otros por PELLICER (1984) y ECHEVERRÍA (1988), la superficie se dispone definiendo el fondo de cubetas alargadas a modo de valles o paleovalles que condicionan en muchas ocasiones la red fluvial actual (ríos Alhama, Henar, Carabán...), o subcuencas terciarias (Matalebreras, Noviercas o Cañada Hermosa) que separan pequeñas sierras sorianas como La Pica, Costanazo o Miñana del macizo del Moncayo y la Ibérica aragonesa s.s. (Figs. 4.25, 4.26, 4.27).

Las mencionadas subcuencas terciarias están a la vez conectadas entre sí y con las cuencas colindantes. Dicha conexión es topográfica, por paleo-collados labrados por esta misma superficie, en los que en ocasiones se puede deducir también una conexión sedimentaria para la Unidad 6 del Terciario: Con la cuenca de Numancia, al NO, por Aldealpozo (1.080 m), al NE de la Hoja de Soria. Con la del Ebro, al NE, por el corredor de Matalebreras (1.100-1.020 m). Con la cuenca de Calatayud, al SE, por los umbrales de Ateca o el río Manubles (MELÉNDEZ *et al.*, 1982; PELLICER, 1984), a unos 1.050 m. Con Almazán, al O, por los valles del río Rituerto (1.030 m), Portillo de Soria (1.060 m) o Henar (1.000-960 m).

Se entalla sobre gran variedad de formaciones, desde paleozoicas hasta terciarias, si bien su mejor desarrollo lo adquiere en las calizas del Cretácico superior. Dentro del área de estudio en detalle aparece sobre conglomerados paleógenos en el relieve residual resistente de Gómara, a unos 1.140 m, bajantes hacia la depresión de Cañada Hermosa al E (Mapa 5).

Constituye además el sediplano de formaciones terciarias asociables a la Unidad 5, mientras que en algunos puntos aparece cubierta por formaciones terciarias posteriores

(Unidad 6): En el Campo de Gómara, por los conglomerados de la sierra Perdices, en el SE de la hoja de Gómara (379), a unos 1.060-1.080 m; en Reznos (Hoja de Borobia, 380), o por las calizas de Débanos-Añavieja a 1.020-1.040 m, en el corredor de Matalebreras (Hoja de Ágreda, 319; REY y RIVERA, 1981b).

Su máxima pendiente, cota y compartimentación las presenta en torno al macizo del Moncayo (Fig. 4.25), lo cual, unido al sistema de abanicos desarrollados en el piedemonte, o *glacis pliocuaternarios* de PELLICER (1984), que la cubren en las áreas proximales y se encajan en ella para descender hacia los fondos de las subcuencas, indica movimientos tectónicos recientes de elevación de este bloque.

Morfometría.

CORTÉS y MAESTRO (1997) realizan un estudio de deformaciones recientes en la mitad N de la cuenca, tomando como nivel de referencia la base de la Formación Numancia y sus equivalentes laterales; esto es, la discordancia *intramiocena* entre las unidades terciarias 5 y 6. Deducen así una tendencia monoclinial con pendientes medias del 0,5% al SO, desde los 1.100 m en Soria capital hasta los 970 m en el Burgo de Osma, además de detectar la existencia de antiformal y sinformas suaves según direcciones NO-SE.

En el presente trabajo se ha realizado un modelo digital del terreno de tipo TIN (red irregular de triángulos) de este nivel en toda la depresión, elaborado con los datos de cota correspondientes a la propia superficie erosiva en los marcos montañosos o exhumada en la cuenca, así como con su prolongación como sediplano de la Unidad 6 del Terciario (Fig. 4.27), y del que se han eliminado los relieves de sierras más altos y que no fueron arrasados por este ciclo. La base topográfica de la que se han extraído estos datos de cota ha sido la BCN25 del IGN.

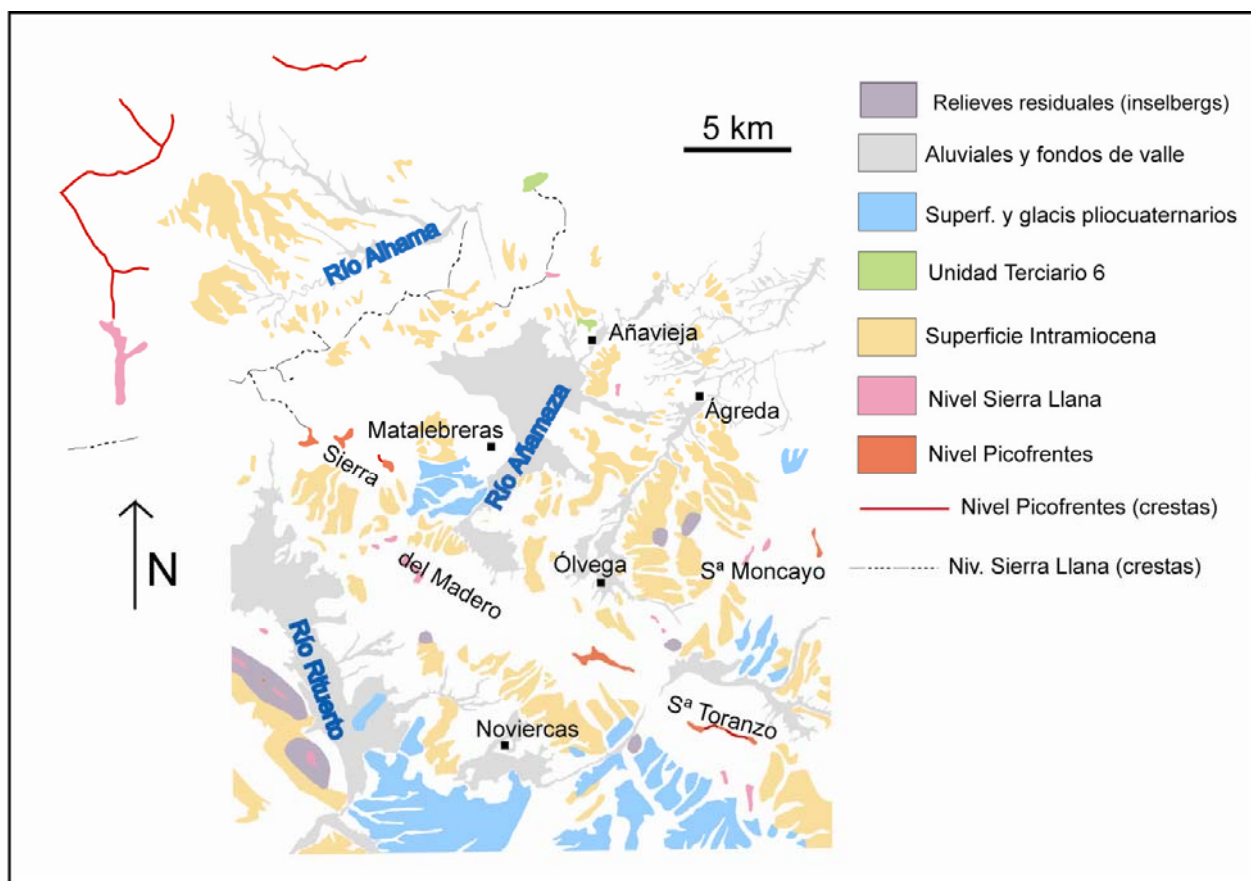


Fig. 4.25. Esquema geomorfológico del área de enlace entre la Rama Aragonesa de la Ibérica y el macizo de Cameros-Demanda.

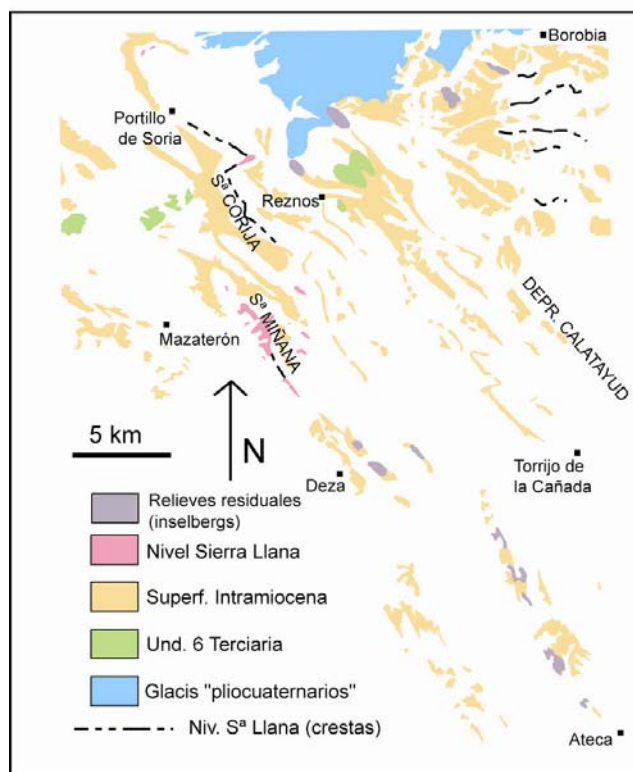


Fig. 4.26. Esquema geomorfológico del borde de la Ibérica Aragonesa con la cuenca de Almazán.

Con este modelo se ha podido describir su disposición regional, a pesar de los defectos y el ruido del modelo, debidos a la escasez de datos en algunas zonas y a los propios métodos de interpolación; disposición muy relacionada con la evolución neógena del sector:

- Con una tectónica poco compleja durante el ciclo final neógeno, descende suavemente como rampa desde la sierra de Cabrejas o marcando el fondo de paleovalles en el borde de San Leonardo y el río Lobos, o al N de Soria en el río Tera. Un mínimo relativo lo muestra en la depresión de Numancia.
- Algo más compleja e irregular resulta su disposición en el borde con la Ibérica aragonesa, con mínimos en el NE en el corredor de Matalebreras como enlace con la depresión del Ebro, o en el fondo de las cubetas de Cañada Hermosa o Noviercas.

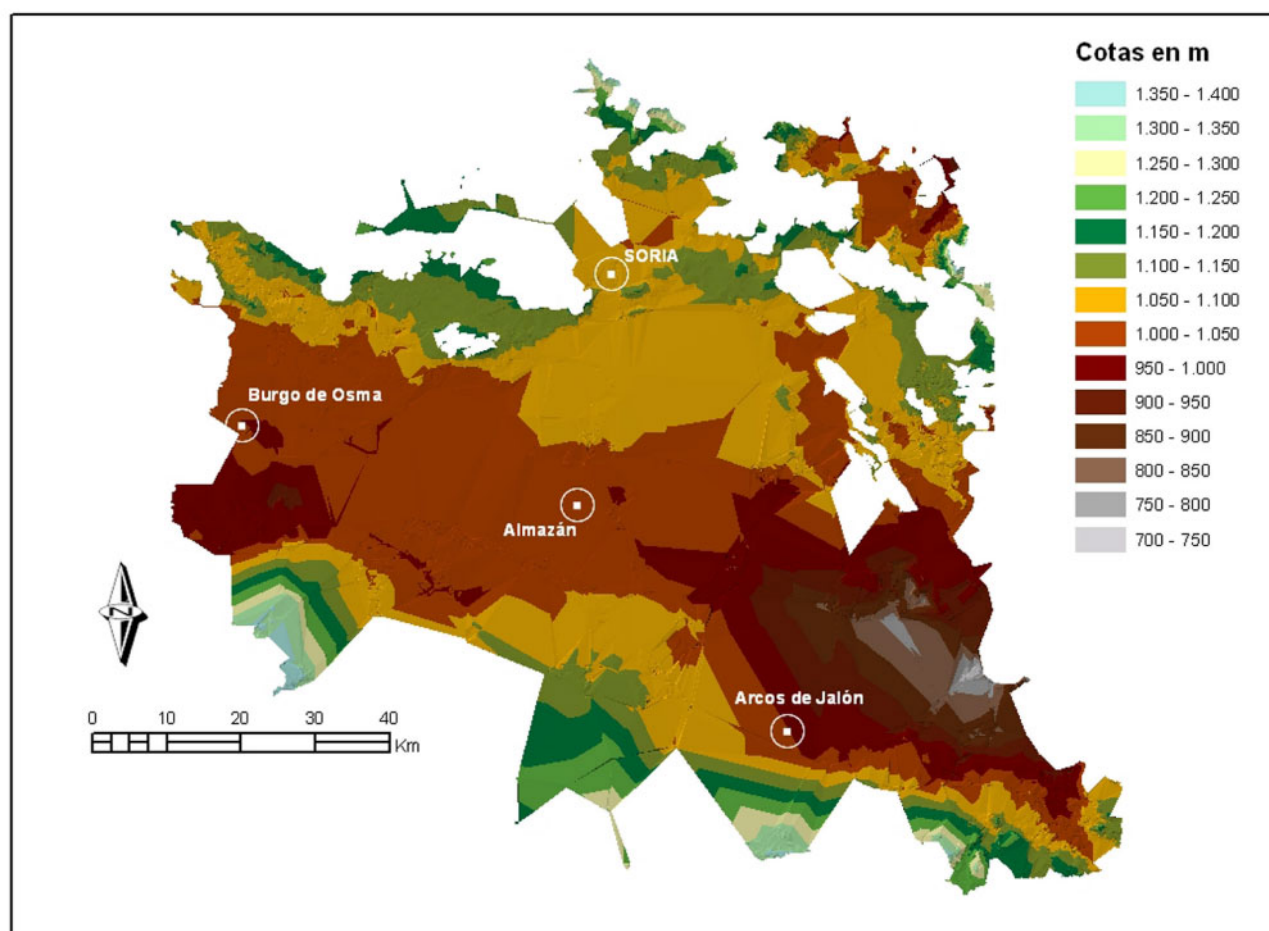


Fig. 4.27. Modelo digital del terreno (TIN) del nivel erosivo Intramioceno y el sediplano de la Unidad 5 terciaria en la depresión de Almazán y sus bordes montañosos.

- El borde S presenta los mayores gradientes, fruto de la tectónica asociada a la sedimentación del ciclo final del Neógeno: desde las áreas de cumbres de la sierra del Bulejo en el SO o sierra Ministra en el SE, hasta los mínimos absolutos situados al S del Burgo de Osma y en especial en el borde de Arcos de Jalón, marcando los depocentros de la Unidad 6 terciaria.

Formas y procesos sobreimpuestos.

Asociado a esta pediplanación o posterior a ella existe un **paleokarst** parcialmente fosilizado por la sedimentación finimiocena, estudiado en la Hoja de Soria (350) por NAVARRO (1991a) y extensible a todo el borde N de Almazán. Se definen así unas *formas mayores* de absorción con dolinas (un extenso campo en los Llanos de Calatañazor), tubos kársticos subverticales, cavernas colap-

sadas y alguna sima, en muchos casos con diferentes rellenos. El yacimiento paleontológico de Escobosa de Calatañazor (Fig. 2.6), localizado como se comentó en un relleno kárstico, se relaciona seguramente con esta fase de karstificación.

Consecuencia de estos procesos de disolución kárstica se presenta como **formación superficial** extensiva una delgada cubierta de *terra rossa*, más espesa en depresiones, aunque también son frecuentes los afloramientos rocosos (Fig. 6.17b).

Por desarrollarse en gran parte sobre material calizo, la densidad del drenaje instalado sobre la superficie es relativamente baja. La **red fluvial** se caracteriza por un lado por fuertes encajamientos de tipo fluviokárstico en forma de cañón en los cursos principales, y por otro por vaguadas o líneas poco definidas de tipo meandriforme que apenas se encajan en la misma.

Síntesis y conclusiones.

Se asocia pues este nivel al ciclo de erosión-sedimentación de la Unidad 5 terciaria (Mioceno medio), período durante el cual se elaboró como *pediment* erosivo semiárido en los bordes montañosos, y al final del ciclo también como sediplano final de la unidad terciaria en las áreas centrales de la cuenca. En algunos puntos ha podido continuar su elaboración durante el ciclo de la Unidad 6 del Terciario, si bien lo habitual es que esta última se apoye sobre la superficie, fosilizándola e incluso incidiéndola localmente en forma de paleovalles.

En los macizos montañosos marca también el principal piedemonte en distintas subcuencas terciarias (Numancia, Noviercas, Cañada Hermosa), y se dispone en forma de surcos o paleovalles en cuyos fondos se encaja gran parte de la red actual: río Lobos, alto Duero, Tera, Merdancho, Rituerto, Alhama, etc.

Presenta deformaciones locales, con compartimentaciones en bloques por la actividad de los cabalgamientos de San Leonardo (Corte N-1), Valdecuerueña (al N de Soria capital, Corte N-6) y en el macizo del Moncayo; mientras que aparece sin deformación aparente en el borde meridional de la sierra de Cabrejas, de lo que se pueden deducir movimientos recientes del borde montañoso en determinados sectores coincidentes además con la localización de epicentros actuales (GINER y VICENTE, 1995, figura 10).

La superficie SE2 de BENITO CALVO (2004), del Astaraciense, se sitúa en una posición morfológica y estratigráfica análoga a la presente.

4.3.4. Nivel Sierra Llana.*Sierra de Cabrejas (Mapa 1).*

Aunque ya BRINKMANN (1932) describió los relieves residuales tipo *inselberg* del área de Villaciervos como relacionados con la fase Sálica del límite Oligoceno-Mioceno, parece ser SÁENZ GARCÍA (1953) el primero en

describir explícitamente la existencia de un llano erosivo con procesos de karstificación sobreimpuestos en La Llana de la sierra de Cabrejas.

Este nivel erosivo, además de coronando algunos de los comentados *inselbergs*, se presenta de manera más extensa y clara como dos replanos que arrasan sendos sinclinales de calizas cretácicas a unos 1.270-1.250 m de cota, conocidos como La Llana o Sierra Llana (Cortes N-4, N-5). También aparece en algunas hombreras (inclinadas hacia el S) y collados encajados a partir de relieves del ciclo Pico-frentes anterior, a 1.300-1.250 m (Corte N-2). Con estos relieves anteriores enlaza mediante laderas regularizadas en muchos casos con control estructural según la inclinación de las capas cretácicas, o bien según una rampa erosiva, como en la ladera S del Pico-frentes (Fig. 5.14).

Al menos en los replanos nombrados como La Llana, la forma de entrante alargado y rodeado casi por completo por relieves más elevados (Corte N-5) excepto por donde la erosión posterior ha labrado escarpes que dejan colgado el nivel, indica una probable correspondencia de estos llanos con los fondos de antiguos poljes, más o menos abiertos a las redes de drenaje contemporáneas con su formación, y que han quedado colgados respecto a las redes actuales. De modo que este fondo se correspondería con el nivel geomorfológico de base para la etapa de formación del conjunto del Nivel Sierra Llana. Muestra pendientes muy suaves, del orden del 1-2% y sin direcciones de inclinación bien definidas, como corresponde a áreas cerradas o de difícil drenaje.

El resto de replanos marcados en la sierra de Cabrejas como pertenecientes a este mismo nivel son hombreras y collados de superficie insuficiente para poder atribuir un origen similar, como superficies de corrosión kárstica, o bien como *pediments* más puramente erosivos. Presentan en estos casos pendientes mayores, del orden del 4-5% e inclinaciones hacia las depresiones: hacia el S (cuenca de Almazán) y el N (depresión de la Cuerda del Pozo), actuando en algunos puntos como divisoria hidrográfica en collados.

Especialmente en las áreas de mayor extensión y horizontalidad, la superficie se encuentra muy **karstificada**: son abundantes las *dolinas*, tanto en cubeta como en embudo, dispuestas en general según direcciones NO-SE y NE-SO. También hay alguna *sima* y *cueva*, formas todas ellas de absorción muy por encima del nivel freático actual. Como **depósito superficial** extensivo se presenta una *terra rossa* pedregosa, de espesores reducidos por lo general a apenas unos centímetros, y mucho mayores en las dolinas. El origen de este depósito puede residir en la arroyada de relieves más elevados. Son también muy frecuentes los afloramientos del sustrato con formaciones de lapiaz, en general de tipo estructural.

Como superficie plana y presumiblemente con un origen en procesos de corrosión kárstica (poljes), define áreas casi arreicas y apenas retocadas por la **acción fluvial**. Las escasas líneas de drenaje que la surcan se pierden en sumideros kársticos más o menos netos o difusos; se trata en todo caso de una red apenas funcional y desconectada por completo de la actual. En áreas más pendientes (rampas, hombreras) sí hay instaladas cabeceras de drenaje de la red actual.

Rampa de Soria (Mapa 2).

En torno a Soria capital no se presenta nunca como una superficie extensa, sino en la cumbre de relieves tipo *inselberg* en las sierras de Santa Ana (domo anticlinal a 1.260-1.245 m; Corte N-6), o la Pica (cresta estructural a 1.280-1.265 m; Corte N-7), siempre en calizas del Cretácico superior.

Otros relieves residuales como Cerro Tiñoso (cresta estructural en Cretácico superior a 1.233 m) o Cencejo (sinclinal colgado en calizas del Jurásico inferior a 1.233 m), forman divisoria hidrográfica y geomorfológica entre las cuencas de Almazán y Numancia.

Finalmente, otros relieves más bajos como la sierra del Picazo (en Cretácico superior, a 1.171 m; Corte N-6) o la Atalaya de Renieblas (1.138 m, en la cuenca de Numancia) no conservan el carácter plano cimero aunque también destacan sobre el *pediment* intramioceno,

como restos también de relieves de este ciclo y nunca cubiertos por las unidades 5 y 6 del Terciario.

La escasa extensión de todas estas áreas hace que no presenten más formas sobreimpuestas que karstificaciones en forma de lapiaz y algunas dolinas.

Otras áreas.

De un rápido repaso al borde N y E de Almazán, fuera del área de estudio en detalle, se puede deducir su carácter de nivel regional:

En el bloque de **Cameros** puede corresponderse con los ya mencionados collados, hombreras, cimas de *inselbergs* y crestas de sierra a 1.400-1.250 m de cota, en la depresión de Numancia-Cuerda del Pozo (Fig. 4.23; Corte N-4).

En el área de **San Leonardo** (Fig. 4.24) constituiría un nivel fundamental en el bloque montañoso al N del cabalgamiento, como se deduce de las cotas conservadas en crestas estructurales en niveles resistentes del Weald (1.300-1.220 m). También se localizan restos de este replano erosivo de manera residual en relieves muy degradados, como en el anticlinal desventrado de Santa María de las Hoyas (1.250-1.220 m). Algunas crestas estructurales como la sierra de Nafría e *inselbergs* (cerro de San Cristóbal, El Navajo, Mojón Pardo), siempre por encima de los 1.200 m y en Cretácico superior, corresponden también a restos de este ciclo conservados por encima del *pediment* intramioceno.

En el **borde oriental de Almazán**, con la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Figs. 4.25 y 4.26), constituye la cima de pequeñas sierras sorianas como Villamediana (1.250 m, sobre Cretácico superior), El Costanazo (1.290 m, donde se conserva un resto muy claro de superficie erosiva sobre Cretácico superior), Corija (1.270 m, sobre Cretácico superior) o Miñana (1.300-1.250 m, sobre Paleozoico y Cretácico superior, y donde la cuarcita armoricana genera relieves residuales que resaltan sobre este nivel). Estos restos y otros

más al E los agrupa PELLICER (1984) en su *Superficie Intra-Oligocena*. También, aunque mal conservado, se presenta como nivel escalonado a 1.550-1.240 m entre los relieves de Moncayo, Madero o Toranzo y el *pediment* intramioceno.

Edad y conclusiones.

GRACIA *et al.* (1990) la interpretan como la superficie de cumbres **S1**, correlacionable con áreas como Honrubia-Pradales, Atapuerca, Aguilar de Campoo, etc., y que enlazaría con los depósitos de *facies Cuestas* del Mioceno medio.

SANZ (1992a, 1996a, 2001) agrupa algunos de estos replanos con la *superficie Fundamental* finimiocena, mientras que otros los sitúa como de una superficie *Prefinimiocena* y los caracteriza como “nunca cubiertos por Neógeno”.

Para la determinación de su edad se ha de considerar que es anterior a la superficie de *pediment* intramioceno de los Llanos de Calatañazor, relacionada con el ciclo de erosión-deposición de la Unidad 5 del Terciario (Mioceno medio). Su antigüedad máxima viene dada no sólo por los materiales en que se entalla (Cretácico superior), sino también por las estructuras, como es la importante fractura de Ocenilla. Ésta afecta como materiales más recientes a las Unidades 2-3 del Terciario (que alcanzan hasta el Oligoceno inferior), mientras que está fosilizada por materiales de la Unidad 4 (Oligoceno superior–Mioceno inferior) en las cercanías de Los Rábanos. Por ello, cabe considerar el desarrollo de este nivel como asociado a la Unidad 4 del Terciario, con una edad similar a la propuesta por BRINKMANN (1932) para los relieves residuales tipo *inselberg* de Villaciervos.

Podría equivaler por tanto también a las superficies S4-S5 de CASAS y CORTÉS (2002), localizadas en la Ibérica central a 1.280 y 1.160 m respectivamente, y a las que asignan una edad de Oligoceno superior; así como a las cotas más altas del macizo de Campisábalos (**Cumbres de Sierra de Pela**) presentes en el

borde meridional. En la sierra de Atapuerca y los Montes Vasco-Cantábricos, a la SE1 de BENITO CALVO (2004), del Oligoceno-Mioceno inferior.

4.3.5. Nivel Picofrentes.

Viene marcado en la sierra de Cabrejas (Mapa 1) por una alineación de relieves residuales de tipo *inselbergs* a 1.300-1.440 m, con cumbres muchas veces planas determinadas por la estructura subhorizontal de las calizas del Cretácico superior (Peñón de Ocenilla, 1.440 m y otros al O del mismo), o bien una simple cresta de sierra, como en Picofrentes (1.370 m; Cortes N-4, N-5). Constituye una línea de cumbres, como únicos restos de relieves presumiblemente más extensos hacia el N, E y O y desaparecidos por la erosión patente en las depresiones de la Cuerda del Pozo (alto Duero; Corte N-4), el núcleo del anticlinal desventrado de Villaciervos y el valle del río de Muriel Viejo. Este avance erosivo de la red cuaternaria determina el mencionado carácter de relieves residuales o crestas de sierra.

También debe de estar conservado este nivel en el *inselberg* de la sierra de Hinodejo (1.375 m), sobre el *glacis* correspondiente al ciclo *intramioceno* (Corte N-5) o en las cimas arrasadas de la sierra de San Marcos (1.312 m, sinclinal colgado con una cumbre plana de claro carácter erosivo; Fig. 4.28).

Fuera de la sierra de Cabrejas, y en el límite NE de la región estudiada (Fig. 4.23, 4.25), se asocian a este ciclo las cumbres de los crestones estructurales de las sierras del Almuerzo (1.550 m, en cuarzoarenitas del Grupo Urbión) o el Madero (1.480 m, en calizas del Grupo Oncala), al NE de Soria capital. Más al N, en Cameros, equivaldría al nivel definido en crestas de sierra a 1.450-1.700 m (Fig. 4.23). Y en la Rama Aragonesa de la Ibérica probablemente a las cumbres del macizo del Moncayo (Fig. 4.25) a más de 2.000 m de cota y sobre areniscas del Triásico *Buntsandstein*, la sierra de Toranzo (1.620-1.535 m), arrasamientos que PELLICER (1984) considera de edad oligocena.

Sin más criterio posible para establecer su edad que su posición morfotopográfica y los materiales a que afecta, se puede afirmar que se trata de un arrasamiento ligado a un ciclo de erosión-sedimentación del Paleógeno: por afectar al Cretácico superior e incluso a la Formación Calizas de la Sierra de la Pica (Unidad 1 del ciclo Maastrichtiense-Daniense), y ser anterior al nivel de *Sierra Llana*, que se ha situado aquí como ligado al ciclo 4 del Terciario (Oligoceno superior-Mioceno inferior). De manera tentativa, se considerará como el nivel erosivo asociado al ciclo 3 del Terciario (**Eoceno superior-Oligoceno inferior**), aproximadamente acorde con las edades propuestas para relieves cimeros de Cameros-Demanda por LEMARTINEL (1985) y para el Moncayo por PELLICER (1984); representado en la cuenca por la discordancia estratigráfica situada entre las Unidades 3 y 4 del Terciario.

Equivaldría además a la superficie S3 (Oligoceno inferior) de CASAS y CORTÉS

(2002), localizada a unos 1.350 m en la Ibérica central.

Al tratarse de un nivel conservado únicamente de forma residual en retazos poco extensos, no existen apenas líneas de drenaje instaladas sobre el mismo. Sí se observa sin embargo el desarrollo de formas kársticas, al desarrollarse en gran parte sobre sustratos calizos: dolinizaciones y acumulaciones de *terra rossa* en Picofrentes, Peñón de Ocenilla y en general las cumbres planas de la sierra de Cabrejas. RUIZ y VALVERDE (1991) citan en el anticlinal de Burgo de Osma una etapa de importante karstificación en la discontinuidad estratigráfica Paleógeno-Neógeno, que podría corresponder a este período. También son muy frecuentes y extensos los lapiaces, generalmente de tipo estructural, asociados a la eliminación erosiva de las *terras rossas*.

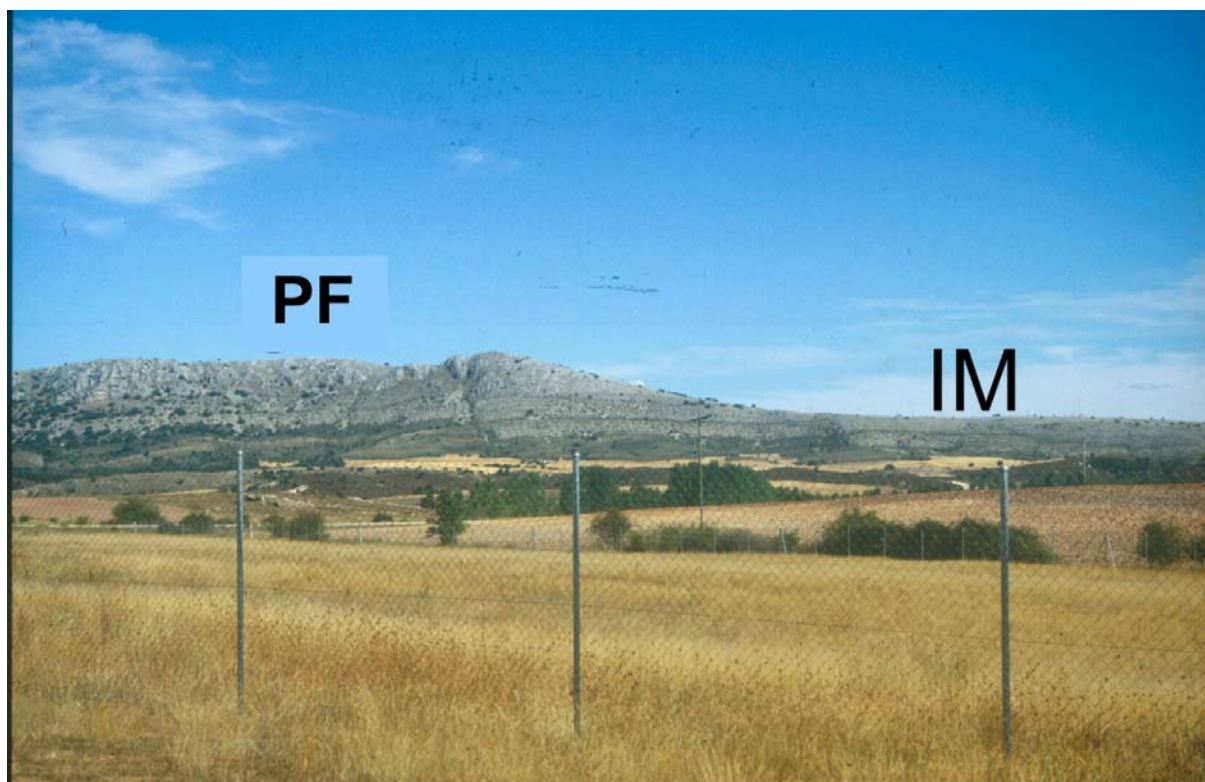


Fig. 4.28. La sierra de San Marcos, con sus cumbres arrasadas por el nivel de Picofrentes (PF); y un pediment intramioceno (IM) labrado fundamentalmente en cretácico y paleógeno.

4.4. SUPERFICIES DE EROSIÓN. CONCLUSIONES

Se han analizado pues dos grandes grupos de superficies erosivas: las antiguas o prealpinas y las terciarias.

Las primeras se presentan casi exclusivamente por exhumación de discordancias en el registro estratigráfico de los bordes montañosos, por lo que ocupan áreas poco extensas. Fueron además fruto de períodos de tectónica distensiva. Tenemos así la **Penillanura Pre-triásica** o Postvarisca en Alto Rey y sierra de la Demanda, consecuencia del arrasamiento de la cordillera Varisca durante el Pérmico. Y dos superficies intramesozoicas presentes en la Ibérica castellana, desarrolladas en etapas de *rifting* del aulacógeno ibérico: la **Prececnomanense** asociada a los ciclos continentales del Purbeck-Weald durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, y la **Mesa de Campisábalos**, de un ciclo probablemente costero en el Cretácico superior Campaniense.

Las **superficies terciarias**, mucho más extensas y que imprimen en gran medida el carácter a la orografía regional, se presentan tanto en los bordes montañosos como en las áreas de cuenca y son consecuencia de la dinámica compresiva alpina. Se disponen según un piedemonte escalonado conforme la elevación progresiva de los distintos bloques de la Cordillera Ibérica, y dada su formación reciente no se suelen presentar exhumadas más que en el caso de las más antiguas y en los sectores centrales de cuenca.

De su estudio en detalle se ha observado por otra parte una escasa coincidencia entre los bordes montañosos septentrional y meridional (RODRÍGUEZ GARCÍA y PÉREZ-GONZÁLEZ, 2005). Las superficies son más antiguas en el N, lo que denotaría una mayor antigüedad en la estructuración del bloque Cameros-Demanda, más bien relacionada con los ciclos paleógenos; mientras que en el S (Ibérica castellana), serían fruto fundamental de la evolución neógena.

Con esta distinta configuración geomorfológica de las superficies terciarias en uno y otro borde de la cuenca (Fig. 4.29) se han podido extraer además una serie de conclusiones res-

pecto a la evolución alpina en el conjunto de la región. Este diacronismo es semejante al detectado mediante trazas de fisión en apatitos por BRUIJNE y ANDRIESSEN (2002) en el Sistema Central español: El dominio de Gredos, de estructuras predominantes E-O y elevación principalmente paleógena, se asocia a la compresión *Pirenaica*. El dominio de Guadarrama, de estructuras NE-SO y elevación más bien neógena, se vincula a la compresión *Bética*. De la misma manera, se puede presumir **durante el Paleógeno**, hasta el Mioceno inferior-medio y debido a la compresión *Pirenaica* de eje mayor N-S, el funcionamiento preferente de las estructuras E-O (dominantes en Cameros-Demanda, o en el S en la fractura de Somolinos y cuenca de Campisábalos) como cabalgamientos, frente a las estructuras NE-SO guadarrámicas propias del borde meridional, de régimen dominante de desgarre. **Durante el Neógeno**, con la compresión *Bética* de eje mayor NO-SE, las fracturas que actuarían más bien como cabalgamientos serían las de direcciones NE-SO, muy presentes en la zona de interferencia con el Sistema Central; mientras que las direcciones próximas a E-O funcionarían preferentemente en régimen de desgarre, sin movimientos verticales de importancia.

El nivel más antiguo aparecería fuera del área de estudio, tan sólo en las **cumbres de Urbión y Cebollera** por encima de los 2.000 m de cota. Se asocia de una manera muy tentativa al final del ciclo del Cretácico superior y Paleoceno basal (UTS 1), y marcaría el paso definitivo de los ambientes marinos mesozoicos a los continentales terciarios. Podría representar así un resto de la “**Superficie Pre-Eocena**” o del Cretácico-Eoceno a la que aludían autores anteriores: SOLÉ (1952), PEDRAZA (1978) o incluso autores más antiguos hablan de una *Penillanura Generatriz* o *Fundamental* inicial finimesozoica-precocena, a modo de *primarrumpf* de PENCK (1924) que habría ocupado gran parte de la Meseta y a partir de la cual se habrían diferenciado los niveles alpinos. Se correlacionaría con diferentes niveles: en el entorno, con las **S1** y **S2** de

CASAS y CORTÉS (2002) en Albarracín; en el Sistema Central, con la mencionada Penillanura Generatriz o **Superficie Prearcósica** (PEDRAZA, 1978); o incluso con las crestas

de los relieves apalachianos del O peninsular, como apuntan GARCÍA-ABBAD y MARTÍN SERRANO (1980).

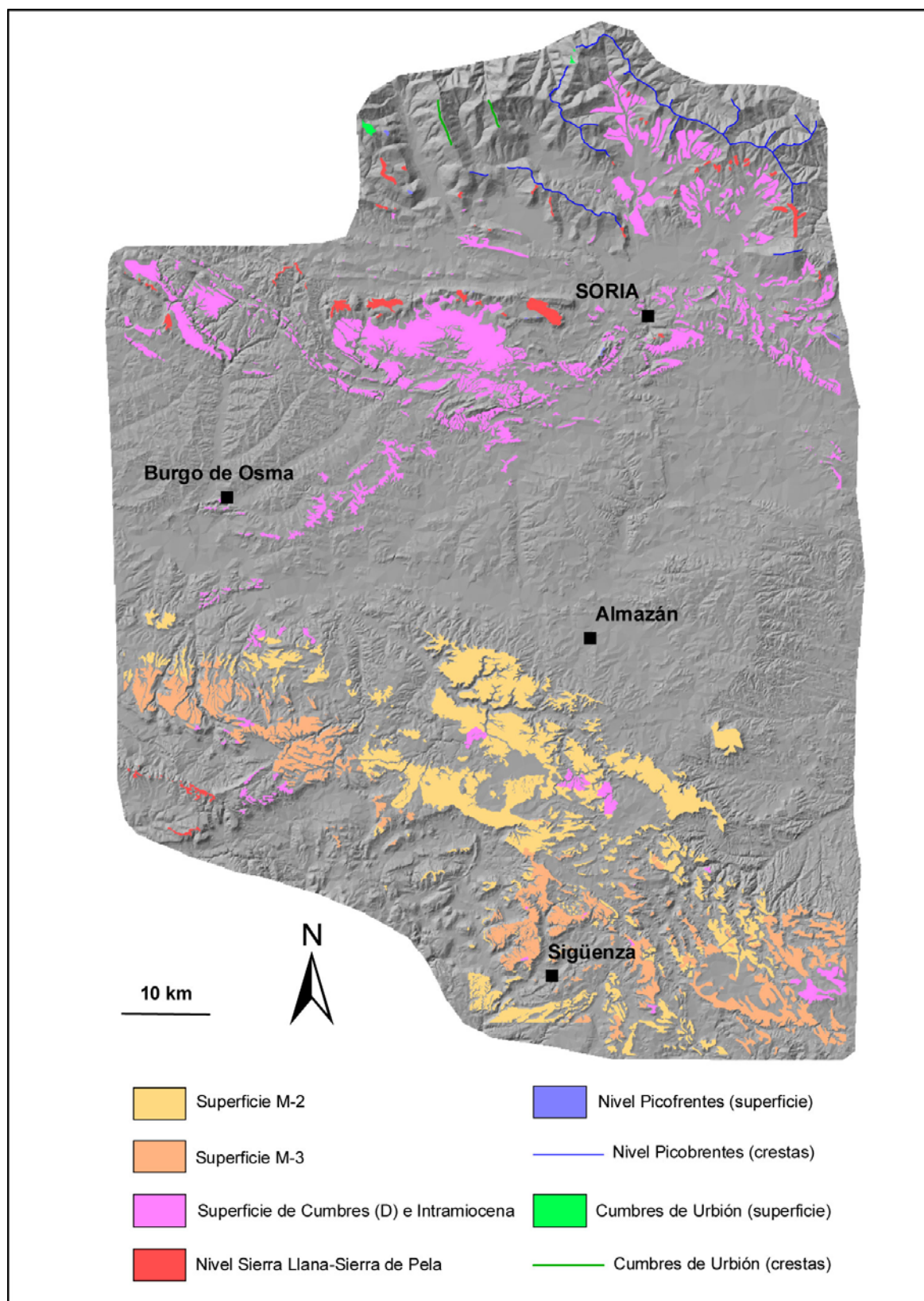


Fig. 4.29. Síntesis cartográfica de las superficies de erosión en la cuenca de Almazán y sus bordes montañosos N y S, sobre un MDE sombreado, generado a partir de los datos BCN200 del IGN..

El **nivel Picofrentes**, a partir de los 1.400 m de cota, se ha localizado en el borde N (bloque de Cameros-Demanda), así como probablemente también en las cumbres del área del Moncayo. Se ha apuntado aquí su probable correlación con el ciclo 2-3 del Terciario, que habría concluido su elaboración en el Oligoceno inferior.

El siguiente nivel, relacionado con la sedimentación de la Unidad 4 terciaria (Oligoceno superior-Mioceno inferior) aparece ya en ambos bordes: como un nivel de escalonamiento intermedio o de cumbre en pequeñas sierras del N e Ibérica aragonesa (**nivel Sierra Llana**) y de cumbres en el S (**cumbres de Sierra de Pela**). En las áreas más estables aparece a unos 1.200-1.300 m de cota, y donde ha sufrido un mayor levantamiento (sierras de Pela y Moncayo), por encima de los 1.500 m.

El **nivel Intramioceno**, o D, que se dispone en cumbres o exhumado en la cuenca en la mitad S, aparece en forma de **pediment basal** en el N, constituye el último de los niveles presentes en ambos bordes. Se relaciona con el techo de la Unidad 5 terciaria (Aragoniense medio), y la discordancia estratigráfica con la Unidad 6 (Aragoniense superior-Vallesiense inferior).

A partir de entonces se deduce para el borde septentrional una actividad tectónica menor; GUIMERÀ *et al.* (1995) o CASAS *et al.* (2000) indican que ésta finalizó en su mayor parte hacia el Mioceno inferior. De esta manera, la superficie parece haber seguido reelaborándose hasta el Mioceno superior durante la deposición de la Unidad 6 terciaria, mientras que sólo aparece compartimentada y desnivelada por fracturación posterior en las áreas más activas de los cabalgamientos de San Leonardo y Valdecureña. En los Llanos de Calatañazor el **pediment** se siguió enterrando progresivamente por los sistemas aluviales y lacustres expansivos desde el centro de la cuenca.

En el borde montañoso meridional, una tectónica más activa durante el Neógeno ha motivado unas variaciones bruscas del nivel de base, de modo que esta superficie aparece de-

finiendo tanto las cumbres de sierras como El Bulejo a unos 1.400 m, como una discordancia estratigráfica exhumada en la cuenca a unos 1.000 m.

Estas diferencias durante el Neógeno se corresponderían con dos de los modelos de evolución del relleno de una cuenca propuestos por BRYAN (1922):

- El borde N y la Superficie Intramiocena seguirían el modelo de relleno lento y continuo, con un *pediment* erosivo y la continuación aluvial suavemente cóncavos, aunque el límite entre el sustrato y los aluviales de relleno (discordancia fosilizada) puede ser convexo, al irse aplanando progresivamente según se va rellenando la cuenca.
- El borde S seguiría el modelo de relleno rápido y continuo: no da tiempo a desarrollarse un *pediment* basal, y el aluvial adquiere una configuración cóncava. El techo del sustrato es irregular, marcado por un fuerte paleorrelieve, bloques fallados, etc., ya que no ha adquirido estabilidad suficiente para adquirir planitud más que al final del ciclo, cuando se forma la superficie M₃. Incluso son frecuentes los afloramientos de sustrato entre los aluviales.

Por esta misma evolución tectónica se elaboró en el borde S a partir de entonces un relieve de superficies escalonadas mio-pliocenas M₃, M₂ y M₁, no presentes en el borde septentrional:

- La ya mencionada M₃ (1.300-1.170 m), relacionada con la erosión-sedimentación de la Unidad 6 (Aragoniense superior-Vallesiense inferior), que sella unos paleorrelieves acusados, en especial en los bordes de Caracena y Alaló.
- La M₂ (1.200-1.080 m), sin depósitos asociados en el área y que podría corresponder en gran medida a superficies de corrosión kárstica del Vallesiense superior-Rusciniense, como consecuencia del descenso de los niveles de base por acción de la tectónica Torrelaguna e Iberomanchega-I; así como también quizá por la captura de la cuenca por las primeras redes exorreicas, lo que explicaría la falta de depósitos.

- La M_1 , del Villafranquiense-Pleistoceno inferior, no presente en la región estudiada, que se localiza como un escalón en valles fluviales y fluvio-kársticos del alto Henares (BENITO CALVO *et al.*, 1998), por encajamiento progresivo de las redes subactuales.
- Los primeros depósitos indicativos del exorreísmo en la cuenca serían las “rañas” de Honrubia-Riaza, posteriores a la M_2 y probablemente asociadas a las fases tectónicas Iberomanchegas. No hay sin embargo datos

que permitan situar o no en el mismo nivel morfoestratigráfico los abanicos de borde del Moncayo y la Ibérica aragonesa, considerados como “pliocuaternarios” en sentido amplio.

En la Fig. 4.30 aparece un cuadro de correlación y situación estratigráfica de estas superficies respecto a los ciclos sedimentarios y las fases tectónicas descritos.

	ESTRATIGRAFÍA	TECTÓNICA	BORDE SUR	BORDE NORTE
PLIOCENO	VILL. REDES FLUVIALES	Iberomanchega II		
	RUSC. INCIPIENTES	Iberomanchega I Torrelaguna	M-2	
MIOCENO	S UTS 6	Guadarrama II	M-3	
	M UTS 5	Neocastellana	D	? Intramiocena
	I UTS 4		Cumbres Sierra de Pela	Sierra Llana
	S UTS 4	Castellana		
OLIGOCENO	I UTS 4			Picofrentes
	S UTS 2-3			
EOCENO	M UTS 2-3			
	I UTS 2-3			
PALEOCENO	S UTS 1	Pirenaica		
	I UTS 1			Cumbres Urbión-Cebollera?
CRETÁCICO	S K SUP. CALIZO FM. UTRILLAS		Mesa de Campisábalos	
	I FC. WEALD FC. PURBECK	Kimméricas	Pre-Cenomanense	
JURÁSICO	M JURÁSICO CARBONATADO			
	D JURÁSICO CARBONATADO			
TRIÁSICO	S TRIÁSICO GERMÁNICO			
	M TRIÁSICO GERMÁNICO			
PÉRMICO	I TRIÁSICO GERMÁNICO			
	FC. LUTÍFICAS POST-HERCÍNICAS	Palatínica Saálica	Pretriásica (Alto Rey-Riba de Santiuste)	Pretriásica (S ^a Demanda)
CARBONÍFERO				

Fig. 4.30. Cuadro de correlación entre unidades estratigráficas, fases tectónicas y superficies erosivas en ambos bordes de la cuenca de Almazán y marcos montañosos.

5. EL MODELADO ESTRUCTURAL Y LITOLÓGICO

5.1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Introducción.

En el capítulo anterior se ha analizado y discutido el relieve poligénico de superficies de erosión-acumulación: Un relieve relativamente independiente de las litologías presentes o de su configuración estructural, y más bien determinado por los climas y los grandes lapsos temporales con estabilidad de los niveles de base necesarios para su desarrollo, lo que lo asocia a la historia geológica y estratigráfica general.

En el presente se estudiarán por el contrario unas formas consecuencia básicamente de procesos de encajamiento fluvial y de vertientes, procesos que actuarán de modo e intensidad diferentes en cada litología y dentro de ésta, en función de su estructura. Este modelado presentará dos particularidades: por un lado, se tratará en muchas ocasiones de formas “jóvenes”, poco evolucionadas y de extensión local respecto a las superficies poligénicas, de ámbito regional; por otro lado, cuanta mayor variedad litológica (en especial, los contrastes de resistencia frente a los agentes erosivos) y mayor complicación estructural presente una región, es de esperar en principio una mayor complejidad de su relieve (RITCHOT, 1975).

Se podría distinguir en principio un modelado puramente litológico: cárcavas y torrenteras en arcillas, plataformas y patrones rectangulares de la red fluvial en areniscas o karstificación en carbonatos (que por su extensión regional merecerá un capítulo propio); y un modelado tectónico o estructural, en el que aparecen superficies originales fracturadas o deformadas suficientemente distinguibles al haber sido respetadas por la erosión. Sin embargo, en regiones como la presente no afectadas de manera significativa por la neotectónica, es más habitual y práctico hablar en sentido amplio de un **modelado estructural** consecuencia de la erosión diferencial en respuesta a la estructura rocosa y a las diferentes litologías (BLOOM, 1978).

Se definen así de manera clásica las **superficies estructurales** s.l. como los planos topográficos que se adaptan a la disposición de cuerpos rocosos tabulares, en especial estratos sedimentarios (RITCHOT, 1975). Precisando, en regiones sedimentarias y según el mismo autor, serían los segmentos de ladera o replanos labrados por la erosión que coinciden con el techo más o menos degradado de formaciones duras intercaladas entre estratos más blandos que, o bien están limitados por los típicos escarpes respecto a topografías más bajas circundantes, o bien se ocultan bajo materiales suprayacentes. Son además formas típicas de sistemas morfogenéticos con predominio de la meteorización mecánica seguida de arrastre por fenómenos de ladera (solifluxión, arroyada), como son el semiárido y el periglaciario.

Desde el punto de vista morfoevolutivo, las superficies estructurales actúan como formas residuales de resistencia que retardan la evolución del relieve hacia formas puramente fluviales (llanuras, fondos de valle) o poligénicas (glacis, *pediments*). Estas últimas pueden presentar fuertes rupturas de pendiente al pie de los relieves estructurales, que por su parte suelen además condicionar la existencia de los *inselbergs*.

En función de la disposición estructural de las capas resistentes o de los accidentes tectónicos, así como de sus relaciones con la red hidrográfica, se ha desarrollado toda una tipología, como la recogida de manera esquemática por PEDRAZA (1996, cuadros 14.1 y 14.2, págs. 344 y 345), cuyos conceptos serán los que se manejen aquí.

Antecedentes.

Son escasos los trabajos generales o regionales que traten de la relación de la geomorfología con la litología y la estructura geológica. Según GERRARD (1988), ello es en gran medida la herencia de una época de geomorfología evolutiva, centrada esencialmente en la

busca de superficies de erosión y la determinación de ciclos de evolución del relieve. A ello cabría añadir una época de geomorfología cuantitativa, basada en la morfometría y los procesos. Ambos enfoques suelen pasar por alto los factores lito-estructurales, cuya influencia sobre la superficie del terreno es considerable.

Del mismo modo, apenas existen antecedentes en la zona, que se limitan a una descripción de las formas como en el caso de GARCÍA MERINO (1968) en la región del Burgo de Osma, SILVÁN (1980) en el Campo de Gómara, SANZ (1996b) en Valonsadero (depresión de la Cuerda del Pozo) o las correspondientes hojas MAGNA, en el caso de las que incorporan un capítulo dedicado a la geomorfología.

El trabajo de VÁZQUEZ HOEHNE (1994) analiza de manera mucho más extensa la variedad de macro-, meso- y microformas asociadas a cada gran grupo estratigráfico (algo así como una morfo-litoestratigrafía) en la Rama Castellana de la Ibérica y el correspondiente borde de la cuenca de Almazán.

La región.

Resulta indudable la conveniencia de inscribir este modelado no sólo desde un punto de vista descriptivo, sino también con su significado en la historia morfoevolutiva de la región. Para ello se van a separar las distintas zonas de modelado estructural semejante, con una primera descripción morfoestructural general para pasar seguidamente a la mesoescala donde entrarán en consideración las diferencias litológicas menores. No se hará por el contrario hincapié en las microformas, por tratarse de un trabajo de ámbito regional.

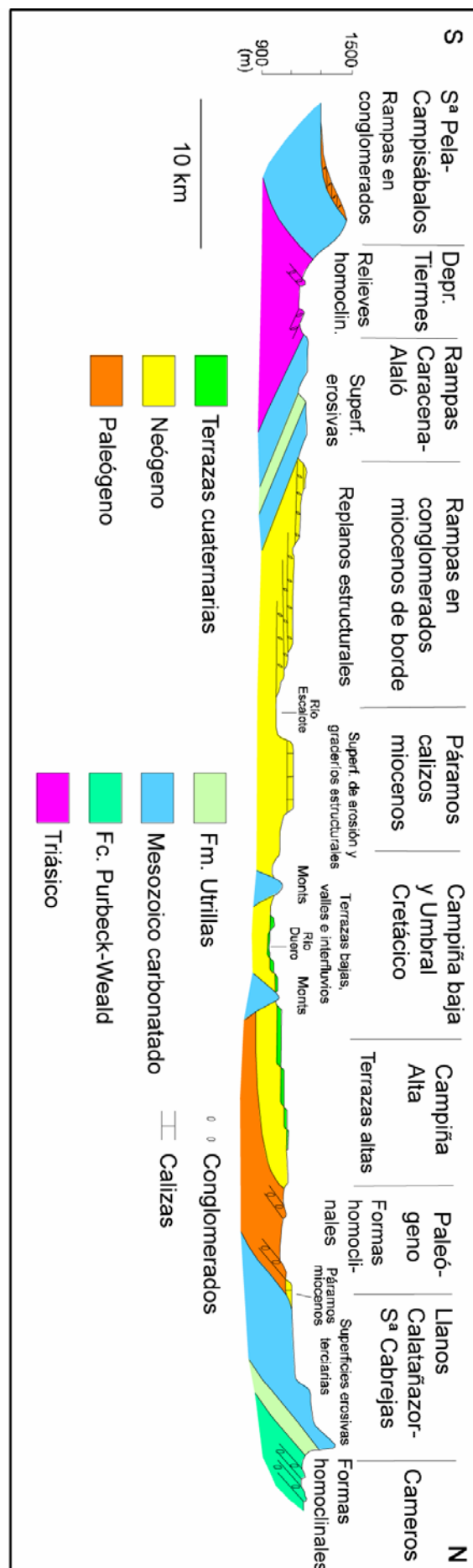


Fig. 5.1. Corte esquemático de la cuenca de Almazán y los principales rasgos de su morfología estructural.

DERREAU (1974) esquematiza de la siguiente manera el relieve de una cuenca sedimentaria del tipo que nos ocupa, tomando como caso típico la cuenca del Ebro desde los Pirineos: Tras exhumación y erosión parcial, se distinguen dos grandes tipos de relieve en la cuenca: los de conglomerados y areniscas al pie de la montaña plegada; y lejos de ella, en posiciones más o menos centrales, cerros de caliza lacustre culminante disectados por la erosión (los "páramos"). Entre los relieves de conglomerados y de caliza existiría una depresión encajada en materiales margosos.

Este esquema no resulta válido para la cuenca de Almazán más que en situaciones locales, al presentar una complejidad litológica y estructural considerable; empezando por la existencia de depresiones interiores a las áreas montañosas, áreas de formaciones plegadas paleógenas y mesozoicas en el interior de la cuenca, o la disposición marginal de las formaciones de calizas lacustres culminantes, adosadas a los bordes montañosos (Fig. 5.1), como se verá a continuación.

5.2. EL BORDE MONTAÑOSO MERIDIONAL

5.2.1. Sector occidental (Mapa 6).

La configuración morfoestructural del sector resulta como sigue: por un lado, existe un sinclinatorio central elevado correspondiente a las sierras de Pela (macizo de Campisábalos) y El Bulejo en mesozoico calizo jurásico y cretácico, flanqueadas a N y S por dos depresiones alargadas excavadas en triásico: la de Tiermes, anticlinoria; y la de Miedes, homoclinal. Y a continuación, limitando las cuencas terciarias de Almazán y Tajo, dos relieves positivos: al N, la rampa homoclinal de Caracena en Jurásico y Cretácico; y al S, el monoclinual paleozoico de la sierra de Alto Rey (como flanco septentrional del domo de Hiendelaencina) y el domo anticlinal de Alpedroches en materiales pérmicos y del Buntsandstein.

La sierra de Pela.

Ya VÁZQUEZ HOEHNE (1994) definió el conjunto de la sierra de Pela como un relieve estructural invertido, al tratarse de un sinclinal colgado respecto a la estructura anticlinoria de Tiermes y la depresión de Miedes, en posición topográfica deprimida (Cortes S-1, S-2 y S-3 Capítulo 4).

Por vaciado parcial de los materiales margocalizos de la Formación de Valle de Tabladillo (Cretácico superior) se define la morfología de

cubeta sinclinal. Dicha morfología no es responsabilidad exclusiva de la exhumación por incisión de la red fluvial cuaternaria, ya que esta estructura ya funcionó como cubeta durante la sedimentación de la unidad terciaria culminante (estimada como Unidad 4, del Oligoceno superior-Mioceno inferior). En dicha época actuó como relieve conforme respecto a los macizos anticlinales elevados de Tiermes (elevado por la acción de la falla de Somolinos y hoy convertido en depresión por la erosión) y Alto Rey, así como al bloque elevado de Somosierra (por acción de la fractura de Grado de Pico-Cantalojas).

Este terciario, también parcialmente erosionado, se presenta subhorizontal aunque con ligera inclinación hacia el S. En facies de conglomerados y arcillas, prácticamente las únicas conservadas, se presentan en el borde N de la sierra relieves residuales de resistencia de forma troncocónica cuyas cumbres alcanzan los 1.470-1.520 m. Éstos son predominantes sólo en el área central de la sierra, ya que a ambos extremos son más comunes unas rampas estructurales cimeras en los conglomerados (de las que quizá las más elevadas correspondan al sediplano de colmatación del Mioceno inferior), con caídas muy ligeras hacia el S de 1.500 a 1.450 m (Fig. 5.2).



Fig. 5.2. Rampas sobre los conglomerados terciarios cimeros de la sierra de Pela. Éstas presentan un descenso topográfico hacia el S (izquierda de la fotografía).

A partir de todos estos relieves residuales se generan por la erosión cuaternaria unas rampas erosivas y glaciares con condicionante estructural por los niveles de conglomerados, que caen al S con pendientes medias de $2-3^\circ$ y que conectan los relieves más altos de la sierra de Pela con el área semiendorreica y la mesa de Campisábalos; estas rampas tendidas motivan que en su vertiente sur no presente aspecto de tal sierra, sino de relieve alomado.

Sierra del Bulejo.

Se presenta también desde el punto de vista morfoestructural (Corte S-5, Capítulo 4) como un relieve invertido, al tratarse de un **sinclino** jurásico de direcciones guadarrámicas (NE-SO) y elevado respecto a las estructuras anticlinales de la depresión de Tiermes y la de Miedes, de materiales triásicos. Por otro lado, en esta zona de interferencia de estructuras guadarrámicas e ibéricas, también se presenta una serie de estructuras menores anticlinales y de cabalgamiento de direcciones ibéricas NO-

SE, perpendiculares a la estructura general sinclinal.

A pesar de la macroestructura descrita, la sierra no presenta sin embargo en su superficie una configuración en *val*, debido a que está arrasada por las superficies de erosión neógenas; tan sólo en su extremo occidental, su parte más elevada, el **sinclinal de Híges** sí representa una *val* colgada muy suave, a unos 1.440-1.500 m, por la resistencia de la formación de Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas. Es un sinclinal formado por la deformación asociada a la falla de Retortillo de Soria, y su exhumación se puede estimar previa a la Superficie de Erosión Intramiocena (Mioceno medio alto) que se encaja en él hacia el E, pero posterior a la formación terciaria de la Sierra de Pela (estimada Unidad 4 terciaria, del Oligoceno superior-Mioceno inferior), situada a mayores cotas, por lo que cabría considerarla una estructura aflorante desde el Mioceno inferior-medio (Fig. 5.3). Su forma se encuentra bastante degradada, al estar atacado por la erosión remontante en cabecera de las redes fluviales de los ríos Bornova, Cañamares y Talegonos.

En el resto de la sierra, las estructuras más sobresalientes con expresión morfológica son los mencionados **cabalgamientos** y **anticlinales** de dirección ibérica, y según los cuales aflora el nivel margo-arcilloso del Keuper. Éste tiene un comportamiento frente a la erosión mucho más lábil que el Jurásico inferior dolomítico y carniolar que lo rodea, lo que ha dado lugar a un **relieve invertido** en conjunto, con los núcleos anticlinales del Keuper formando depresiones semiendorreicas alargadas y encajadas hasta 40-60 m en la superficie de erosión M_3 , en gran medida por fenómenos kársticos (*poljes* que serán analizados en el capítulo siguiente), y capturadas posteriormente por la cabecera de las redes de los ríos Escalote, Cañamares y Talegonas, este último de dirección guadarrámica. Finalmente, cabe mencionar también la existencia de alguna depresión de este mismo tipo y producida en un sinclinal en cuyo núcleo se sitúa la también relativamente blanda formación cretácica de Arenas de Utrillas. De la edad de estas formas sólo se puede decir que las estructuras son anteriores a la superficie M_3 del Mioceno superior (Vallesiense probable) que las arrasa; mientras que las depresiones derivadas son posteriores a dicha edad, al encajarse en esta

misma superficie. En cualquier caso, han seguido siendo retocadas por la acción fluvial cuaternaria.

En el área de **cabecera del río Escalote**, algunos arroyos se encajan en el Keuper de la depresión de Miedes según ejes anticlinales, con el Jurásico en sinclinales (relieve invertido), dando en Romanillos de Atienza del mismo modo a áreas deprimidas; mientras que el Jurásico de Imón-Cortes de Tajuña se configura en forma de cuevas estructurales de dirección NO-SE y pendiente del dorso al SE de unos 7° .

Estas cuevas destacan unos 40 m sobre la M_3 que las rodea a modo de *pediment*, con el que se configurarían como *inselbergs* de condicionante estructural. La edad de estas formas sería por tanto Mioceno medio-superior (relacionadas con el ciclo de la M_3), si bien han continuado diferenciándose también en el Cuaternario por encajamiento fluvial.

En los cortes geológico-geomorfológicos S-4, S-5 y S-6 aparece recogida la estructura y la topografía del conjunto de formas analizadas en la zona.



Fig. 5.3. Val (sinclinal colgado) de Híges, desde las cumbres de la sierra de Pela

Depresión de Miedes y el Alto Salado.

Área triásica topográficamente deprimida respecto a las sierras descritas de Pela y El Bulejo y los Altos de Barahona, que la limitan al N (Mapas 6 y 7); mientras que al S la enmarcan los relieves elevados paleozoicos y del Buntsandstein de Alto Rey, el domo de Alpedroches y el anticlinal de Riba de Santiuste. Frente a ellos, el Keuper se comporta como un área de fácil erosión en la que se encajan las cabeceras de los ríos Cañamares o Salado, de la cuenca del Tajo, y del Escalote, del Duero. Hacia el O, la cabecera de la red del Bornova y el Galve siguen las mismas directrices, aunque en este caso las arenas cretácicas de Utrillas, situadas estratigráficamente sobre el Keuper, actúan también como tramo blando.

El límite con las parameras situadas **al N** viene marcado por un **escarpe estructural**, definido por las formaciones jurásicas resistentes de Dolomías Tableadas de Imón y Carnio-

las de Cortes de Tajuña, o bien con las dolomías cretácicas de Somolinos respecto a la Mesa de Campisábalos. Se trata de un escarpe no de falla sino erosivo, por la acción remon- tante de las redes fluviales descritas, y en especial del conjunto de la red hidrográfica del Tajo que va capturando progresivamente a la del Duero, por lo que su edad será cuaternaria. Presenta una diferencia de cotas de entre 80 y 160 m, con pendientes medias de 8 a 20°, aunque en determinados puntos pueden encontrarse farallones casi verticales (Fig. 5.4).

Respecto a los relieves positivos situados **al S**, aparece una configuración estructural **mo-
noclinal** con formas de cuestas inclinadas hacia el N en las capas resistentes del Triásico Buntsandstein (areniscas y conglomerados), como se observa en el corte S-1 respecto al macizo de Alto Rey, o en el S-6 respecto al de Riba de Santiuste, ambos situados fuera del área cartografiada en detalle.



Fig. 5.4. Depresión triásica de Miedes, en Condemios. Al fondo, macizo cretácico de Campisábalos, cuyo escarpe retrocede por erosión remontante de la red fluvial del Tajo.

En la esquina SE del mapa 6 aparece recogido el borde N del **domo de Alpedroches**, estructura alpina de unos 6-7 km de diámetro, arrasada en sus cumbres por la M₃ a unos 1.200 m y en la que las capas resistentes del Bunt y en menor medida del Muschelkalk dibujan el cierre periclinal respecto a los niveles más lábiles del Pérmico que aparecen en el núcleo, bastante degradado. Este Buntsandstein dibuja una rampa muy continua, de longitud kilométrica y escasa pendiente, menor de 3°.

La depresión de Tiernes.

Situada entre los relieves elevados de las Rampas de Caracena-Alaló al N y la sierra de Pela-El Bulejo al S, constituye morfoestructuralmente un **macrorrelieve invertido**, al tratarse de un anticlinorio de topografía deprimida respecto a los sinclinorios de Campisábalos y El Bulejo y las mencionadas rampas monoclinales (Fig. 5.5, Corte S-1). Este relieve se habría vaciado por el encajamiento de las cabeceras de los ríos Talegones, Caracena, Manzanares-Tiernes y Pedro, y se continúa en las hojas contiguas de Riaza (432) y Ayllón (404). Esta erosión ha provocado en el Triásico una configuración morfológica en cuevas según las capas más resistentes de conglomerados y areniscas del Buntsandstein y en menor medida del Muschelkalk dolomítico, en contraste de dureza frente al Pérmico-Buntsandstein lutítico y las margas y limolitas del Muschelkalk y Keuper. Las cuevas dibujan los flancos de anticlinales asociados a los cabalgamientos de Somolinos y Retortillo de Soria. Se pueden distinguir dos grandes áreas:

Tiernes-Manzanares (mitad occidental): Anticlinorio asociado a la falla de Somolinos. Se presentan cuevas de gran envergadura, con crestas de hasta 5 km de longitud, 140 m de desnivel, pendientes de 5-6° en los dorsos y 25° en los frentes, si bien no son infrecuentes los escarpes subverticales con desarrollo de abrigos y viseras por erosión diferencial en los estratos. Entre las microformas de alteración se pueden citar las cavidades alveolares y estructuras en panal de abeja. En una de estas

cuevas se encuentra el yacimiento arqueológico de la ciudad ibérica y romana de Termancia. Los cursos fluviales principales, como el Manzanares o el Caracena, atraviesan las estructuras siguiendo direcciones consecuentes hacia el N y NE, mientras que los arroyos secundarios son más bien subsecuentes, siguiendo los arcos definidos por las estructuras. Existe también un gran número de cursos resecuentes en los dorsos de las cuevas (hacia el N y NE), y obsecuentes en los frentes (hacia el S y SO) (Fig. 5.6).

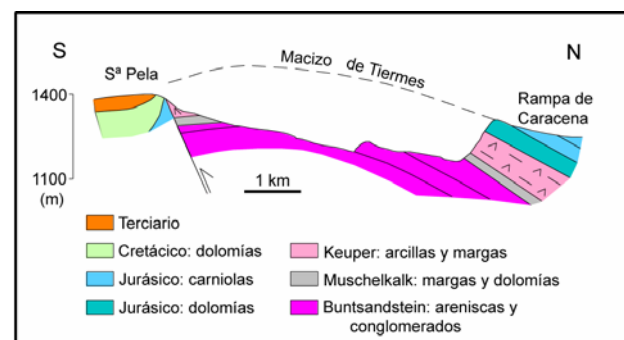


Fig. 5.5. Frente estructural homoclinal de la Rampa de Caracena respecto a la depresión de Tiernes, que marcaría un ascenso topográfico al antiguo macizo de Tiernes (línea discontinua).

Retortillo de Soria-Valvedizoso (mitad oriental): Anticlinorio asociado a la fractura de Retortillo de Soria, presenta cuevas de menores dimensiones que las anteriores: crestas de apenas 1 km de longitud y pendientes de los dorsos similares, pero con desniveles menores: un máximo de 80 m, aunque rondan más bien los 40-50 m. Presentan inclinaciones al N y NNO. Los frentes son muy tendidos; no suelen pasar de 10°. Aquí, la red fluvial del río Talegones sigue las directrices marcadas por la estructura: cursos subsecuentes al E y NE, y cursos secundarios resecuentes instalados en los dorsos de cueva. Apenas alguna línea de drenaje asociada a fracturas atraviesa perpendicularmente las capas.

Además de estas formas, existe algún cerro dómico de resistencia por conservación de restos de Jurásico calizo en el núcleo de estructuras sinclinales, como los collados de Valvedizoso (1.300 m), lo que acentúa aún más el carácter de relieve invertido.

Los **límites meridionales** de esta zona vienen marcados por dos fuertes escarpes de línea

de falla, correspondientes a las fracturas de Somolinos con la sierra de Pela y de Retortillo de Soria con la sierra del Bulejo (Fig. 5.7) Se trata de escarpes de línea de falla exhumados por erosión diferencial (contraste litológico entre el Jurásico-Cretácico calizo resistente y el Pérmico y Keuper lutítico blando de Tier-

mes), con desniveles del orden de los 180 m y pendientes del 40% (20-25°), y de tipo inverso, al presentarse una topografía contraria a los movimientos de las fracturas: el bloque elevado fue el septentrional, que en la actualidad constituye una topografía deprimida (Fig. 5.8).



Fig. 5.6. Depresión triásica de Tíermes, desde la sierra de Pela. Caracterizada por las formas homoclinales en los niveles resistentes del Buntsandstein. Al fondo, la Rampa de Caracena como meseta topográfica.



Fig. 5.7. Escarpe exhumado de la falla de Somolinos, con capas cretácicas casi verticalizadas del macizo de Campisábalos.

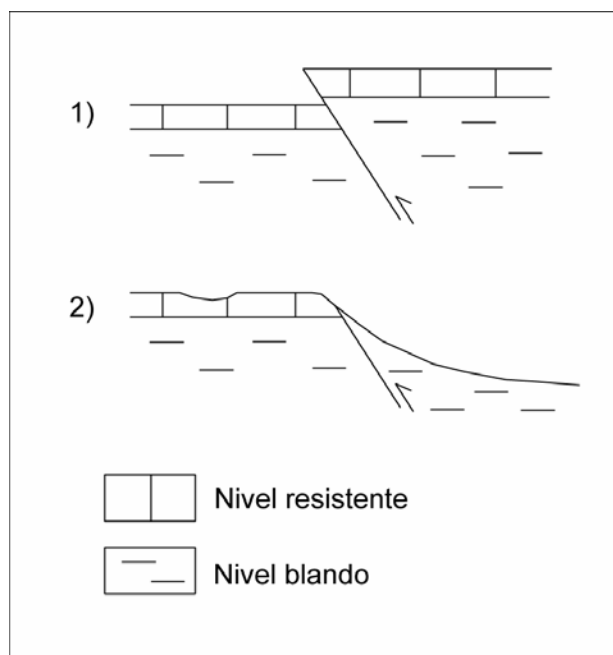


Fig. 5.8. Escarpe inverso de falla: por erosión diferencial, la topografía actual resulta contraria al movimiento tectónico.

El **límite septentrional** con la rampa de Caracena es de tipo erosivo, semejante al descrito con la depresión de Miedes y la cuenca del Tajo en cuanto a morfometrías y contrastes litológicos; si bien el escarpe con la rampa de Alaló, además de consecuencia de la incisión fluvial, está también condicionado por una línea de fracturación de menor entidad que las de Somolinos o Retortillo de Soria, así como por procesos de disolución kárstica, al tratarse de un *polje* muy degradado por la acción fluvial en cabecera de la red del río Talegonas.

La **edad** de exhumación de todas estas formas corresponde con probabilidad al Plioceno superior-Cuaternario.

La Rampa de Caracena.

Su disposición macroestructural es de tipo homoclinal con buzamiento hacia el N, si bien su topografía plana viene marcada esencialmente por las superficies poligénicas neógenas M_3 y M_2 , desarrolladas sobre materiales mesozoicos calcáreos y miocenos conglomeráticos, cuyas estructuras aparecen biseladas. No obstante, existen algunas formas estructurales de resistencia:

Cuestas estructurales: El escarpe descrito con la depresión de Tiermes constituye los frentes de cuestas estructurales desarrolladas principalmente en la Formación de Dolomías Tableadas de Imón, si bien también aparece alguna, más degradada, en las Carniolas de Cortes de Tajuña. De dorsos inclinados al N y orientaciones ESE, marcan el ascenso paleotopográfico y estructural hacia el S al antiguo macizo elevado de Tiermes; mientras que hacia el N su perfil pasa sin solución de continuidad a la superficie de erosión M_3 por progresivo descenso de cotas (Fig. 5.5, Corte S-1 Capítulo 4). También existe alguna cuesta relacionada sin duda ya con la red fluvial cuaternaria. Los desniveles son escasos, de un máximo de 40 m, con pendientes máximas de unos 5° en los dorsos; las crestas presentan longitudes kilométricas, cortadas perpendicularmente por la red fluvial en forma de *cluses* como la del río Manzanares.

La máxima cota alcanzada es de unos 1.300 m, siempre por debajo de los 1.350 m que alcanza la Superficie de Erosión Intramiocena (Mioceno medio alto) en el sector, por lo que su exhumación se produjo posteriormente a ésta y ya relacionada con el ciclo de la Superficie de Erosión M_3 (Mioceno superior Vallesense), con la que enlazan hacia el N en su mayor parte.

Relieves en dorso de ballena: De origen poligénico con condicionante estructural, y aunque son más numerosos en la Rampa de Alaló, se ha de citar aquí el de Pozuelo, desarrollado a partir de una estructura anticlinal que hace resaltar el Jurásico calco-dolomítico de las formaciones de Cuevas Labradas y Cortes de Tajuña respecto a las menos resistentes arenas cretácicas de Utrillas y el Mioceno conglomerático. Su techo se encuentra arrasado por la superficie erosiva M_3 (1.150-1.160 m), mientras que la superficie de erosión M_2 (Turoliense-Rusciniense) se dispone como su *pediment*; por lo que se trata de una forma exhumada con este último ciclo erosivo.



Fig. 5.9. Ensanche del valle del río Caracena a la altura del pueblo homónimo por erosión del nivel lábil de la Fm. Utrillas, lo que deja una cubeta topográfica definida por la Superficie de Erosión Pre-Cenomanense. Aguas arriba (a la izquierda de la fotografía), el río discurre encajado en cañón en las calizas y dolomías jurásicas. Aguas abajo se estrecha de nuevo en los conglomerados calcáreos terciarios y calizas cretácicas.

Rampas en conglomerados miocenos de borde: En general, el techo topográfico de los conglomerados miocenos está ligado a la superficie poligénica M₃, de la que constituyen su sediplano (una superficie estructural culminante de relleno). Sin embargo, en puntos como Quintanas Rubias se forman rampas erosivas por la incisión fluvial cuaternaria y el progresivo desplazamiento hacia el N de arroyos secundarios, rampas determinadas probablemente por la propia pendiente deposicional de los conglomerados.

Valles abiertos en arenas cretácicas: Si bien los ríos principales forman en la mayor parte de su desarrollo en la rampa cañones con fuerte incisión en las calizas mesozoicas, el afloramiento del nivel blando de las arenas de Utrillas provoca por su fácil erosión la apertura de los valles en forma de circo, con paredes marcadas en gran medida por la Superficie de Erosión Pre-Cenomanense, como en Hoz de Arriba o Caracena (Fig. 5.9).

Rampa de Alaló.

Esta área, aunque semejante a la anterior, presenta ciertas particularidades como es una mayor variedad litológica y estructural merced a los extensos afloramientos de Cretácico superior detrítico-margoso y calizo en bloque delimitados por fracturas de direcciones diversas (Corte S-11). Dicha variedad lito-estructural determina también una mayor variedad de formas frente a la monotonía de las superficies poligénicas:

Relieves en dorso de ballena: Se trata de un tipo de *inselbergs*, esto es, relieves poligénicos, condicionados estructuralmente por anticlinales en cuyo núcleo se disponen las formaciones resistentes de Carniolas de Cortes de Tajuña o Calizas y Dolomías Tableadas de cuevas Labradas. Siguen direcciones ONO-ESE, como la mayor parte de las estructuras del sector meridional de la rampa. Su techo plano se ha considerado aquí como la Superficie de Erosión Intramiocena y se levanta hasta

120 m sobre su *pediment*, la superficie M_3 , por lo que la edad de estos relieves coincide con la de este último ciclo (Aragoniense superior-Vallesiense). Desde el punto de vista morfoestructural forma por tanto un relieve conforme.

Relieves en cuestras estructurales: Las diferencias litológicas en el relieve deformado cretácico motivan la existencia de cuestras en la Formación de Calizas Nodulares de Hortezeuelos, principalmente, así como en el miembro calizo inferior de la formación de Moral de Hornuez, frente a los niveles menos competentes de arenas de Utrillas y el miembro margoso superior de Moral de Hornuez. En el caso del jurásico este contraste se da entre las Calizas Bioclásticas de Barahona frente a las formaciones margosas de Cerro del Pez y Turmiel, en las que se intercala. Se trata de formas de escaso desarrollo, con crestas menores de 1 km y pendientes muy leves, del orden de los 2-3°, con desniveles menores de 40 m. Sus direcciones preferentes son las SSE. Las crestas están limitadas en sus cotas máximas por los niveles de erosión M_3 y M_2 , por lo que se trataría de formas cuaternarias fruto del encajamiento de arroyos de la red del Talegones dispuestos de manera subsecuente respecto a las estructuras según tramos blandos, aunque existe también alguna *chuse* perpendicular a las mismas.

Cerros residuales: En el sector de Brías y Madruédano, el cretácico se dispone en cubetas sinclinales submeridianas encajadas en el jurásico calizo. Por erosión diferencial se produce un relieve invertido, con los núcleos de los sinclinales cretácicos en posición topográfica elevada determinada por muelas y crestas de resistencia de la Formación de Calizas Nodulares de Hortezeuelos frente a las infrayacentes de Arenas de Utrillas y Margas de Moral de Hornuez. Las cotas máximas alcanzan entre 1.270 y 1.360 m, presumiblemente limitadas por el nivel erosivo Intramioceno, y destacan unos 40-100 m sobre la M_3 . Las direcciones de las estructuras, así como de la red fluvial que se encaja de modo subsecuente en los tramos blandos, es en general SSE (SSO en Madruédano). También conviene citar la existencia de algún cerro cónico residual aislado en materiales jurásicos en las cercanías de Madruédano.

Se puede considerar por tanto en su conjunto como un relieve que se comenzó a definir con el encajamiento del ciclo M_3 en el nivel Intramioceno, si bien ha continuado y se ha acentuado con la incisión fluvial cuaternaria.

El macizo de Galapagares: Se trata de un bloque jurásico-cretácico situado al N de la falla de Galapagares y de disposición homoclinal hacia el N, donde se acaba ocultando bajo los materiales terciarios de la cuenca de Almazán. El encajamiento de la red fluvial cuaternaria y la consiguiente eliminación de gran parte de la cobertera terciaria han exhumado una rampa estructural tendida en forma de *chevrons* desarrollados en las Calizas Nodulares de Hortezeuelos y en las Calizas y Dolomías de Castrojimenó. También se ha exhumado en esta misma rampa algún resto de la Superficie de Erosión Intramiocena. Estos *chevrons* se encuentran arrasados a techo, como el conjunto del macizo, por la superficie de erosión M_2 a unos 1.100 m, y bajan hasta los 940 m en la campiña del Duero según pendientes en torno a los 2°. En la cresta de los mismos existe en la misma litología una alineación de *inselbergs* residuales que destacan unos 40 m sobre la superficie M_2 y serían restos del ciclo M_3 condicionados por la propia estructura monoclinall (Fig. 5.10).

Se está hablando por tanto de un macizo policíclico: por un lado, las formas homoclinales (hoy *chevrons* por encajamiento de la red fluvial) que marcaron este borde de la cuenca de Almazán durante la deposición de la Unidad 5 terciaria (Aragoniense medio-superior), por lo que existían ya en esta época; fueron fosilizadas por *onlap* de las formaciones neógenas y exhumadas por la acción de los ciclos erosivos finineógenos y la acción fluvial cuaternaria. Esta última se define por una serie de arroyos de régimen esporádico y tipo resecente que nacen en el propio macizo y descienden apenas encajados en las capas cretácicas. Sólo el arroyo de Fuente Arenaza atraviesa perpendicularmente las estructuras formando una *chuse* bien marcada en Mosarejos, mientras que el río Talegones bordea el macizo en su límite oriental.



Fig. 5.10. Macizo mesozoico de Galapagares (MG, al fondo), cuya disposición homoclinal lo hace ocultarse bajo la cuenca de Almazán (CA, en primer término).

Rampas en conglomerados miocenos de borde: Aquí los conglomerados calcáreos de facies de borde (Unidad 6 del Terciario) se encuentran bastante más degradados e incididos por la red fluvial que en el caso de la Rampa de Caracena; de modo que se disponen tendidos al N como interfluvios alargados en interfluvios de la red del Talegones, o bien como parches aislados rellenando pequeñas subcuencas sinclinales al O de Paones.

5.2.2. Sector oriental. Los Altos de Barahona (Mapa 7).

Área caracterizada por la interferencia de direcciones guadarrámicas NE-SO e ibéricas NO-SE con grados de deformación similares, y de ahí la geometría arqueada de muchas de las estructuras. La **disposición general**, al igual que en las Rampas de Caracena y Alaló, es de tipo **homoclinal** con formaciones progresivamente más modernas desde los macizos paleozoicos y triásicos de Riba de Santiuste, Romanillos de Medinaceli o Yelo en el S, hasta el cretácico de borde con la cuenca de Almazán al N. La relativa homogeneidad

litológica, marcada por el predominio de las calizas jurásicas y cretácicas, hace que no existan grandes contrastes topográficos y se hayan conservado las superficies poligénicas neógenas M_3 y M_2 como los elementos definidores de un relieve esencialmente plano. Las formas de tipo estructural aparecerán asociadas a los niveles detríticos intercalados en el Triásico y Cretácico. Dentro del área cartografiada se recogen los siguientes sectores:

Relieves monoclinales de Romanillos de Medinaceli.

Bloque triásico elevado por un cabalgamiento de dirección E-O situado en su borde S (Corte S-9; Fig. 5.11). El contraste de litologías resistentes del Buntsandstein y Muschelkalk (conglomerados, areniscas y calizas) respecto a otras más lábiles del conjunto triásico (limolitas, arcillas, margas y yesos), determina por el encajamiento diferencial del río Bordecorex y una serie de afluentes menores, la configuración en formas monoclinales según cuevas en disposición arqueada de O a E, e inclinación muy leve al N, de 3-4°. Son muy continuas, aunque de escaso desnivel (10-25 m).

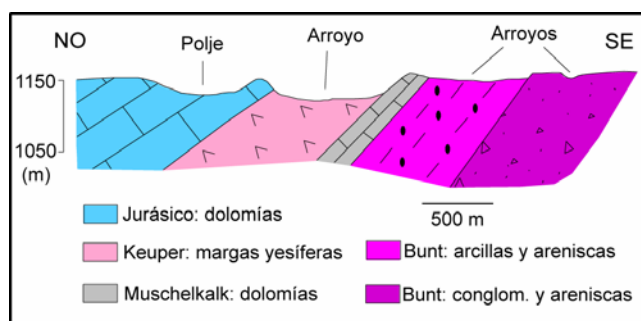


Fig. 5.11. Perfil esquemático del bloque de Romanillos de Medinaceli, donde la litoestructura controla el perfil de las laderas y el encajamiento kárstico y fluvial.

Sus crestas están arrasadas por la superficie de erosión M_2 a unos 1.140 m, por lo que se trata de relieves posteriores a la misma y consecuencia plena del encajamiento fluvial cuaternario. Algunos cursos como el propio Bordecorex atraviesan perpendicularmente las estructuras según *cluses* que compartimentan las crestas en tramos de entre 1 y 1,5 km, si bien la mayor parte de la red es de tipo subsecuente y tipología anular, encajada en los tramos blandos.

De manera periclinal a este bloque se disponen también las pocas formas estructurales del área desarrolladas en Jurásico: se trata de cuestras y algún *inselberg* condicionado estructuralmente que destacan alguna decena de metros sobre el nivel general marcado por la superficie de erosión M_2 (Turolense-Rusciniense), si bien están retocadas por la acción fluvial y kárstica posterior, con encajamiento de *poljes* y de la red de drenaje.

Sinclinales de Barahona y Alpanseque.

Se trata de un par de cubetas sinclinales de direcciones no bien definidas, probablemente por la comentada interferencia de estructuras perpendiculares NO-SE y NE-SO. En su núcleo aparecen materiales cretácicos de las formaciones de Arenas de Utrillas y Margas y Calizas de Moral de Hornuez, que por contraste litológico con el jurásico calizo circundante y de mayor resistencia, han dado lugar a áreas topográficamente deprimidas, semiendorreicas y ensanchadas por procesos fluviales y kársticos (*poljes*) del Neógeno terminal y Cuaterna-

rio. Si bien el de Barahona ya habría actuado como zona deprimida durante la deposición de la Unidad 6 terciaria (Aragoniense final-Vallesiense), que lo rellena parcialmente (Corte S-7).

Subcuenca de Rello.

Constituye un área de borde entre los Altos de Barahona y la cuenca de Almazán s.s. Se trata de una pequeña depresión rellena por materiales de la Unidad 6 del terciario, y en la que son frecuentes también los afloramientos cretácicos del basamento (Corte S-8). La incisión fluvial cuaternaria ha dado lugar por contrastes litológicos y la propia estructura a diversas formas:

Existe alguna **cuesta** de apenas 20 m de desnivel en materiales cretácicos en Marazovel, por resalte de la Formación de Calizas de Hortezuelos respecto a las Arenas de Utrillas y las Margas de Moral de Hornuez infrayacentes, así como sobre el terciario detrítico que la recubre parcialmente.

El terciario en facies detríticas (conglomerados y arenas) y carbonáticas adopta por las propias pendientes deposicionales y una ligera deformación posterior una configuración en **relieve conforme** muy suave de direcciones ENE a ESE: *monts* en los interfluvios y *vales* en cuyo fondo se encajan arroyos que siguen líneas subsecuentes con la estructura. Las laderas de los valles, determinadas por la propia estructura, son muy tendidas, menores de $1,8^\circ$. Éstos se encajan apenas 30 m en la superficie M_2 , situada a unos 1.100 m de cota, y se definen así unos valles de morfología en cuna no por procesos periglaciares sino por condicionante estructural. Estos valles aparecen colgados respecto al río Escalote, principal línea de drenaje que atraviesa perpendicularmente estas estructuras encajada hasta 60-70 m respecto a la cabecera de los anteriores.

Área de la Riba de Escalote.

Inmediatamente al N de la anterior (Corte S-8), participa de muchas de sus características. Consiste en primer lugar en un anticlinal cretácico de dirección E-O, asociado probablemente a una falla del sustrato. Dicho anticlinal aparece desventrado (como **relieve invertido**), y en su eje se encaja el río Escalote, si bien termina girando al N para salir de este bloque según una pequeña *cluse*. El centro del anticlinal está ocupado por las formaciones cretácicas blandas de Arenas de Utrillas y Margas y Calizas de Moral de Hornuez; mientras que la formación resistente de Calizas de Hortezielos forma pequeños resaltes en cuestas de crestas hectométricas, desniveles de 20-30 m y pendientes muy tendidas, siempre menores de 4°.

Por otro lado, no se trata simplemente de un relieve fruto del encajamiento fluvial cuaternario, ya que se reconoce también en gran medida un **paleorrelieve exhumado** por eliminación parcial de la Unidad 6 del Terciario y cuyo relleno seguiría directrices similares a las de la red cuaternaria: un paleovalle principal encajado en el núcleo anticlinal blando y líneas secundarias que atraviesan perpendicularmente las estructuras cretácicas. Finalmente, las facies lacustres terminales habrían cubierto y enrasado las escasas irregularidades topográficas.

La **red de arroyos** secundarios que afluyen al Escalote siguen en general patrones obsecuentes en los frentes de cuesta en cretácico, y direcciones resecuentes y subsecuentes según la pendiente deposicional y la deformación de los materiales terciarios.

5.3. EL BORDE MONTAÑOSO SEPTENTRIONAL

5.3.1. Depresiones intramontañosas.

El relieve de las dos depresiones interiores al bloque de Cameros y comprendidas parcialmente en la región estudiada se caracteriza en gran medida por las formas estructurales, derivadas del propio carácter montañoso y de la consiguiente incisión fluvial de la red del alto Duero en las facies Weald, que presentan continuos contrastes litológicos.

La depresión de la Cuerda del Pozo (Mapa 1).

Situada entre los bloques topográficamente elevados de la sierra de Cabrejas y Cebollera-Urbión, se caracteriza estructuralmente por una sucesión **monoclinal** inclinada al S en los grupos de Urbión y Oncala. Este monoclinal marca el ascenso hacia las zonas más elevadas de Cebollera, en cuyo núcleo estructural se presentan los grupos inferiores del Mesozoico, e incluso el Paleozoico en la sierra de la Demanda (Corte N-4).

En el borde estudiado, el relieve esencial lo marcan las **cuestas en conglomerados** del Grupo de Urbión intercalados en arcillas y areniscas, así como en las pasadas conglomeráticas de las Arenas de Utrillas y los primeros niveles carbonatados del Cretácico superior marino (formaciones de Santa María de las Hoyas y Nuévalos, respecto a los niveles blandos de Margas de Picofrentes). En el sector oriental, donde afloran sobre todo las arenas y arcillas del Grupo de Oncala, de comportamiento poco resistente y escaso contraste litológico, estos relieves homoclinales son mucho más escasos.

Las cuestas, de orientación general E-O, adquieren la configuración de **contorno periclinial** según un sinclinorio que bordea por completo la sierra de Cabrejas excepto por su borde S, por el hundimiento relativo que supone la cuenca de Almazán. Los desniveles de las cuestas varían: descienden de O a E, desde unos 120 m en los alrededores de Muriel Viejo a apenas 40 m en Cidones. Su techo está limitado por la Superficie de Erosión Intramiocena, que presenta una caída de cotas hacia la cuenca de Numancia. Las inclinaciones de los

dorsos varían entre los 3,5° y 6,5°; mientras que los frentes llegan a los 20°. Las longitudes de las crestas son bastante constantes, en torno a los 3 km.

De modo similar se dispone también la Formación de Arenas de Utrillas dibujando el cierre periclinal occidental del anticlinal desventrado de Villaciervos, con alturas de apenas 25 m e inclinaciones inferiores a las anteriores.

Este relieve ha sido estudiado por SANZ (1996b, 2001), quien analiza además las microformas presentes y describe distintos tipos semejantes a los típicos de áreas graníticas, como son los *taffoni* y cavidades en los frentes (en alguno de estos abrigos se encuentran pinturas rupestres en Valonsadero); y *gnammas*, *pans*, pasillos y grietas poligonales en los dorsos.

La red fluvial principal se encaja a grandes rasgos siguiendo direcciones subsecuentes según los tramos blandos, como el río de Muriel Viejo, el Pedrajas o el Golmayo, encajado según el núcleo del anticlinal de Villaciervos. Transversalmente a las estructuras y separando las cuestas en *cluses* se disponen diversos arroyos afluentes del Duero en el actual embalse de la Cuerda del Pozo. Tanto los dorsos como los frentes de las cuestas se encuentran bastante degradados por multitud de líneas de drenaje obsecuentes y resecuentes, al tratarse de unos materiales no excesivamente consolidados.

La **edad del relieve** cabría considerarla en sentido amplio como posterior a la Superficie Intramiocena (Aragoniense superior) en la que se encaja, si bien de manera más probable estaría en concreto relacionada con la red fluvial cuaternaria del alto Duero.

Rampa de Soria y depresión de Numancia (Mapa 2).

Se agrupará aquí la región comprendida en el área de cabalgamiento de Valdecurreña-La Pica. Engloba por un lado pequeños relieves y serrezuelas en materiales mesozoicos estructurados por la acción de los cabalgamientos

frontales de Cameros sobre el Campo de Gómara, y por otro la cuenca neógena intramontañosa de Numancia-Tartajo.

En el **mesozoico** se presentan preferentemente **formas de relieve plegado**, como los *monts*: el del monte de Valdecurreña, al N de Soria, en materiales del Jurásico carbonatado y del Weald detrítico-carbonatado de los grupos Tera y Oncala. De dirección E-O, está atravesado perpendicularmente por el Duero en forma de *cluse*. Se trata de un relieve exhumado por la red fluvial cuaternaria: su techo se encuentra arrasado por la Superficie de Erosión Intramiocena y fue cubierto posteriormente por la Formación de Bloques de Numancia (Unidad 6 del Terciario), en la actualidad eliminada por la erosión.

La *val* colgada de El Cabezo resulta a partir de un sinclinal situado en un bloque cabalgado por el mismo frente de Valdecurreña. En su núcleo se disponen niveles resistentes de conglomerados y areniscas del Grupo de Tera, frente al jurásico carbonatado y el terciario detrítico poco consolidado circundante. Su historia morfoevolutiva es similar a la del *mont* de Valdecurreña.

En Velilla de la Sierra, dentro de la cuenca de Numancia, aparecen unos replanos subhorizontales en el Dogger-Malm carbonatado, y que corresponden también al techo de un anticlinal en exhumación incipiente por eliminación de la cubierta terciaria de la Formación Tartajo.

Más al S se presentan en el área de Los Rábanos unos *inselbergs* determinados estructuralmente por anticlinales E-O en el Cretácico superior carbonatado, a modo de *monts* degradados en las sierras de Santa Ana y El Picazo. En su núcleo aparecen las formaciones resistentes de Calizas Bioclásticas de Muñecas y Dolomías del Pantano de la Tranquera. El río Duero los atraviesa en forma de *cluse* en el caso de Santa Ana, y en forma de *combe* paralela a la estructura en El Picazo. Como ya se comentó en el capítulo de superficies poligénicas, su *pediment* lo constituye la Superficie de Erosión Intramiocena, por lo que su elaboración como formas de resalte estará relacionada con este ciclo erosivo. Posteriormente, fue

fosilizado de manera parcial por la Formación de Bloques de Numancia (Fig. 5.12).

Entre las **formas homoclinales** destaca al NE del mapa 2 la sierra del Almuerzo a modo de gran cuesta estructural, con su dorso en las areniscas y conglomerados ferruginosos del Grupo de Oncala, fuertemente cementados. Éstos resaltan frente al miembro calizo infra-yacente más erosionable, que forma el frente de la cuesta y otros relieves residuales menores, como algún *inselberg* sobre la Superficie de Erosión Intramiocena (Sector N del corte N-7).

La cresta de la sierra supera los 1.500 m de cota (marcada presumiblemente por el nivel de erosión *Picofrentes*), con un desnivel respecto al *pediment* intramioceno de unos 400 m y unos 9° de pendiente. Su frente cae en la vecina hoja de Almarza (319), fuera de la zona cartografiada en detalle (esquina SE de la Fig. 4.23). Por los datos expuestos se deduce que se trata de una forma individualizada por exhumación desde un probable Eoceno superior–Oligoceno inferior, marcado por el nivel Pico-

frentes de su cresta, hasta el Aragoniense determinado por la Superficie de Erosión Intramiocena que se dispone como su *pediment*, y que ha sufrido escasos retoques posteriores.

Las calizas del Grupo de Oncala pueden formar pequeñas **cuestas**, como en el área de Renieblas o Aldealpozo, así como en niveles siliciclásticos más resistentes de los Grupos Oncala y Tera en Las Casas, al N de Soria. Se trata de formas de apenas 60 m de desnivel, con gradientes de unos 8° en los dorsos y de hasta 22° en los frentes. Sus crestas no superan los 1.150 m de cota, aunque destacan ligeramente sobre el *pediment* intramioceno; de modo que se trata de relieves residuales de resistencia que no fueron del todo eliminados por este ciclo erosivo. Con posterioridad fueron parcial o totalmente cubiertos por la Formación de Bloques de Numancia (Mioceno superior), para ser de nuevo exhumados por el encajamiento de la red fluvial subactual.



Fig. 5.12. Inselberg-mont del Picazo, atravesado por el encajamiento del río Duero (embalse de Los Rábanos). En primer término, materiales de la Unidad 6 terciaria, que fosiliza parcialmente el macizo mesozoico.

Cabe citar también una de las pocas formas de tipo *hog-back*, como es la del Cerro Tiñoso en Velilla de la Sierra. Marcado por las formaciones calizas cretácicas resistentes de Muñecas, Hontoria del Pinar y Burgo de Osma, de buzamientos subverticales, presenta un desnivel de 120 m con el *pediment* intramioceno y pendientes en su frente y dorso de unos 20°. Se trata también por tanto desde el punto de vista morfoevolutivo de un *inselberg* de condicionante estructural similar a los anteriores, individualizado en el ciclo intramioceno.

En los materiales de relleno de la **cuenca terciaria** intramontañosa de Numancia-Tartajo son escasas las formas de tipo estructural, dada su naturaleza no consolidada y su escasa deformación. Ello determina un área extremadamente plana, con zonas endorreicas o semiendorreicas merced a la degradación producida por las redes de los ríos Duero, Tera y Merdacho. En tramos conglomeráticos más resistentes y con ligera inclinación se define alguna cuesta estructural muy tendida en Garray o Renieblas, de dirección N-S, apenas 10 m de desnivel y pendientes inferiores a los 3°.

Respecto a las **formas subhorizontales**, en la rampa de Soria son numerosos, dentro ya del Neógeno, pequeños cerros residuales donde la Formación de Bloques de Numancia no ha sido por completo eliminada por la erosión. Es el caso del propio cerro donde se sitúa la

antigua ciudad de Numancia. Se trata de cerros poco extensos, en torno a los 0,25 km², de techos planos marcados por niveles de bloques, si bien la escasa cohesión del depósito hace que en sus bordes no se presenten escarpes netos y adquieran formas de relieves residuales degradados, con formas dómicas, que resaltan unos 30-50 m sobre la Superficie Intramiocena (Fig. 5.13).

5.3.2. La sierra de Cabrejas (Mapa 1).

Macizo de materiales predominantemente calizos cretácicos; si bien existe un pequeño afloramiento jurásico en las mismas litologías, así como una banda de paleógeno detrítico en el núcleo del sinclinorio de La Mallona. Frente al Purbeck-Weald esencialmente homoclinal del bloque septentrional de Cameros, esta unidad se encuentra más replegada según direcciones E-O, con pliegues más apretados cuanto más al S, al aproximarse a los cabalgamientos frontales de Cameros-Demanda con la cuenca de Almazán (BELTRÁN *et al.*, 1980). De su estudio morfoestructural se deducen características algo distintas en sus mitades N y S, separadas aproximadamente por el mencionado sinclinorio de La Mallona, y este tipo de formas están relacionadas tanto con los ciclos terciarios de erosión-sedimentación como con el desarrollo cuaternario de la red fluvial.



Fig. 5.13. Cerro alomado donde se sitúa la antigua ciudad de Numancia, en materiales neógenos subhorizontales.

Mitad septentrional.

SANZ (1996a, 2001) describe el macizo de la sierra de Cabrejas como un **relieve invertido** en el que anticlinales como el de La Cuenca, Villaciervos, Fuentetoba, Villabuena o Muriel de la Fuente representan áreas topográficamente deprimidas, por erosión en las formaciones cretácicas blandas de Arenas de Utrillas y Margas de Santa María de las Hoyas y Picoфrentes. Frente a ello, las formaciones calco-dolomíticas más resistentes persisten en sinclinales como el de Picoфrentes, Sierra Llana, La Llana o la sierra de San Marcos. Sin embargo, la acción de los ciclos erosivos terciarios (niveles Picoфrentes, Sierra Llana o Intramioceno) hace que no se conserven auténticas *vales* colgadas más que por ejemplo al N de Villaciervos.

En la sierra de San Marcos, estos sinclinales de cumbres determinan por degradación simples cuevas de tipo estructural; mientras que en los ejes anticlinales y en las fracturas tienden a instalarse las líneas de drenaje.

Los distintos **anticlinales** desventrados también presentan ciertas particularidades y formas estructurales asociadas:

Rodeando periclinalmente al *anticlinal de Villaciervos* se presentan en las formaciones de Calizas de Hortezielos y Hontoria del Pinar unas cuevas de gran envergadura formando las “sierras” de Villabuena-Villaciervitos. Éstas serían restos del antiguo relieve elevado de Villaciervos, desmantelado por la erosión de la cabecera de los ríos Mazos e Izana. Las crestas se elevan unos 80-100 m sobre el *pediment* intramioceno. Los dorsos presentan inclinaciones de 9-10° al S y O, mientras que los frentes llegan a los 20-22°. Las longitudes de cresta rondan los 2-3 km. La litología caliza impide la definición clara de líneas de drenaje, de modo que los dorsos se conservan sin apenas degradación como vertientes regularizadas. Son por tanto formas monoclinales diferenciadas por el encajamiento correspondiente al ciclo Intramioceno, si bien el vaciado del anticlinal es consecuencia probable de la erosión cuaternaria.

En los anticlinales de Villabuena, La Cuenca y Muriel de la Fuente se presentan cuevas en disposición periclinal en la formación de Calizas de Nuévalos, por contraste litológico con los niveles blandos de Arenas de Utrillas y Margas de Santa María de las Hoyas y Picoфrentes con los que se intercala. Son cuevas pequeñas, de 35 m de desnivel máximo, limitadas todas ellas a unos 1.100 m de cota por la Superficie de Erosión Intramiocena. La pendiente de los dorsos no excede los 4°, y se trata de formas generadas por encajamiento de la red fluvial cuaternaria (ríos Izana, Milanos o Majallana) en la Superficie Intramiocena, siguiendo los niveles blandos inferiores del ciclo superior cretácico.

En determinados puntos, el ascenso topográfico de la **vertiente meridional de la sierra** de Cabrejas está determinado estructuralmente por la inclinación al S de niveles resistentes de las formaciones calizas de Hortezielos y Hontoria del Pinar. Aproximadamente en la mitad occidental (Corte N-2), la incisión de la red fluvial determina la formación de *chevrons* que enlazan el *pediment* intramioceno con los relieves más elevados de ciclos poligénicos anteriores. En la mitad oriental, los engolfamientos más marcados del *pediment* en el relieve montañoso aíslan numerosos *inselbergs*, determinados estructural y litológicamente y con características morfológicas análogas a las de los mencionados *chevrons*: alturas de 80-100 m, pendientes hacia el S en torno a los 6° y longitudes de 0,5-1 km. Su configuración estaría también relacionada con el ciclo intramioceno. La elevada karstificación del macizo hace de él un área casi arreica desde el punto de vista de la hidrografía superficial, con pocas líneas de drenaje subparalelas en sentido consecuente con la pendiente estructural y topográfica.

Estas formas de *chevrons* e *inselbergs* determinados estructuralmente y por contraste litológico se dan también en la línea de cumbres del sector central de la sierra de Cabrejas entre los niveles poligénicos de Picoфrentes y Sierra Llana, por lo que se individualizarían durante el encajamiento de éste último (Oligoceno superior–Mioceno inferior) (Fig. 5.14).

Los **bordes N, E y O de la sierra** de Cabrejas con el área del Weald-Utrillas de Cameros (depresión de la Cuerda del Pozo) aparecen netamente marcados por un **escarpe estructural** brusco que enlaza directamente los relieves altos del nivel Picofrentes con el área de erosión cuaternaria de la Cuerda del Pozo. Determinado por las formaciones resistentes calizas del Cretácico superior, llega a presentar un desnivel de 300 m y pendientes de hasta el 100% (45°), con farallones subverticales. No se trata sin embargo de un accidente tectónico, sino simple consecuencia de la erosión remontante del alto Duero y afluentes como el Pedrajas, Golmayo, Mazos, Izana o Muriel Viejo. Su vertiente se encuentra muy regularizada por fenómenos de periglaciario y por glaciares de ladera, aunque es posible encontrar algún pequeño escalón subhorizontal como en Abejar, marcado por las calizas de Nuévalos intercaladas entre las formaciones margosas de Santa María de las Hoyas y Picofrentes.

Su edad final de elaboración es por tanto cuaternaria, si bien la existencia en la depresión de la Cuerda del Pozo de niveles erosivos asociables a los ciclos de Sierra Llana e Intramioceno lleva a pensar que este escarpe ha podido ir definiéndose con el conjunto de la depresión de la Cuerda del Pozo por encajamiento diferencial a lo largo de todo el Neógeno (Fig. 5.15).

Mitad meridional (Llanos de Calatañazor).

Aproximadamente al S del sinclinorio de La Mallona, el relieve condicionado por las estructuras presenta más bien una disposición conforme, a excepción del ya mencionado anticlinal desventrado de Muriel de la Fuente. La relación litoestructura-morfología más habitual aquí es la del desarrollo preferente de la Superficie de Erosión Intramiocena en las áreas de estructuras subhorizontales de escasa deformación o según los sinclinales; mientras que diversos anticlinales en cretácico y jurásico calizos, como los de Hinodejo, Las Fraguas o Nódalo destacan sobre la misma a modo de *inselbergs* (Corte N-5). Otros anticlinales de borde, como el del Alto del Temeroso, se encuentran arrasados por el *pediment* intramioceno, de modo que enrasan con el neógeno de la cuenca o bien destacan ligeramente sobre el mismo. Se examinarán a continuación estas morfoestructuras:

Las estructuras en paleógeno: compuesto esencialmente por conglomerados calcáreo-silíceos y en menor medida arenas y arcillas rojas, está plegado solidariamente con el conjunto del mesozoico, de modo que aparece según dos sinclinales: el de La Mallona y el de Abioncillo de Calatañazor.

Se comporta como un conjunto menos resistente que el cretácico calizo que lo rodea, por lo que la red fluvial tiende a encajarse en él y forma áreas topográficas relativamente depri-midas (corte N-5).



Fig. 5.14. Cumbres de la sierra de Cabrejas en Picofrentes- Sierra Llana, determinadas estructuralmente por formas homoclinales en niveles resistentes.



Fig. 5.15. Escarpe septentrional de la sierra de Cabrejas, desde la depresión de la Cuerda del Pozo.

Especialmente en el sinclinal de La Mallona, la alternancia de capas conglomeráticas cementadas y areno-arcillosas lábiles hace que las primeras formen, por erosión diferencial, pequeños resaltes a modo de **cuestas** culminadas por la Superficie de Calatañazor. Se encuentran mucho más degradadas y presentan dimensiones (longitudes de cresta menores de 1 km) y desniveles (20-25 m) bastante menores que en el caso de las cuestas localizadas en el mesozoico calizo. Ello es debido a la mayor densidad de la red de drenaje que se instala sobre la unidad, su menor resistencia a la erosión y su menor permeabilidad, al tratarse de materiales muy arcillosos y no karstificables. En el escaso desnivel que presentan respecto a los fondos de los valles también influye el hecho de localizarse en áreas deprimidas, más cercanas al nivel de base fluvial y que por tanto sufren un menor encajamiento. Las pendientes de los dorsos son de unos 3-6°, mientras que las de los frentes no son mucho mayores.

La gran continuidad de algunos de estos niveles de conglomerados y la incisión perpendicular de la red fluvial definen algún sistema de **chevrons**, aunque son muy habituales también las líneas de drenaje subsecuente que discurren según los tramos más blandos.

En el caso del sinclinal de Abioncillo de Calatañazor, su composición más homogénea areno-arcillosa hace que se conserven menos las formas de contraste litológico y actúe simplemente como zona deprimida; mientras que en su prolongación en Nódalo, las capas resistentes presentan una simple caída a modo de rampa para hundirse bajo el neógeno de la cuenca de Almazán.

Se trata siempre de formas exhumadas durante el Cuaternario por el encajamiento de la red fluvial subactual en el nivel erosivo intramioceno.

Los anticlinales mesozoicos: Los anticlinales mesozoicos que destacan a modo de *inselbergs* sobre la superficie intramiocena presentan en su núcleo intercalaciones de niveles relativamente blandos (Margas de Turmiel, Arenas de Utrillas, Margas de Santa María de las Hoyas y Picofrentes) en el conjunto calizo predominante. Así, por la degradación y el encajamiento de la red fluvial en estos tramos blandos, lo que originalmente fueron con toda probabilidad *monts* bien definidos se encuentran en la actualidad degradados y sus máximas cotas no coinciden necesariamente con los núcleos de las estructuras.

El núcleo del **anticlinal de Hinodejo** (Corte N-5) es sin embargo un relieve invertido determinado en el conjunto del Cretácico superior calizo, por sinclinales en cuyo núcleo aparecen las formaciones de Hontoria del Pinar y Burgo de Osma, o incluso Santo Domingo de Silos, que dan lugar a las mayores elevaciones relativas (Fig. 5.16).

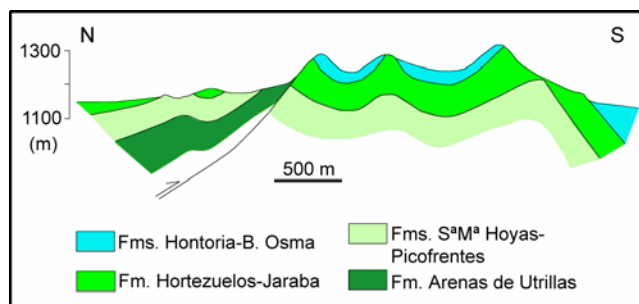


Fig. 5.16. Corte de la sierra de Hinodejo

El núcleo del **anticlinal de Las Fraguas** está definido por la formación jurásica de Calizas Bioclásticas de Barahona, que da un aspecto más propio de dorso de ballena o *mont*. La sucesión estratigráfica comentada y caracterizada por la intercalación de tramos margosos y arenosos menos resistentes hace que el resto de la estructura elevada se defina por la sucesión de formas deprimidas alargadas en los tramos blandos, y alineaciones de crestas en los tramos resistentes de la Formación Carbonatada de Chelva, Calizas de Nuévalos o Calizas de Hortezielos.

El núcleo del **anticlinal de Castillejo-Otero** se encuentra igualmente degradado por el afloramiento de los niveles blandos de Arenas de Utrillas y Margas de Picofrentes, de modo que las máximas cotas se sitúan de manera excéntrica en alineaciones de crestas en las calizas nodulosas de Muñecas-Hortezielos (Otero, 1.235 m) o en las de Hontoria del Pinar (Castillejo, 1.170 m).

El origen de estas formas de resalte se encuentra relacionado por tanto con las deformaciones alpinas y el encajamiento de la Superficie Intramiocena (Aragoniense); sin embargo, han sufrido también una apreciable degradación y retoques por la incisión fluvial hasta el Cuaternario, con incisión en los tramos blandos.

El **anticlinal del Temeroso**, situado en el borde de Calatañazor con la cuenca de Almazán, se encuentra arrasado en su cumbre por la Superficie de Erosión Intramiocena. Sin embargo, la resistencia a la erosión de la Formación de Calizas de Burgo de Osma respecto al paleógeno detrítico del sinclinal de Abioncillo de Calatañazor al N, y el mioceno detrítico de la cuenca de Almazán al S, hace que resalte como un *mont* exhumado por eliminación del terciario suprayacente y degradado, con las capas de caliza marcando la pendiente topográfica en su vertiente S (Fig. 5.17).

Estructuras tabulares: La pequeña mancha detrítica de la subcuenca de Camparañón aparece rellena de materiales igualmente paleógenos, aunque casi exclusivamente arenarcillosos. Por ello, presentan una depresión topográfica como área muy plana y degradada por la red fluvial cuaternaria. Aparecen sin embargo unos conglomerados en el borde de la cuenca con el bloque montañoso cretácico (probables unidades 4 y 5 terciarias), asociados seguramente a la acción de alguna línea de cabalgamiento relacionada con el anticlinal de Villabuena. Hacia el S, los niveles de conglomerados de la Unidad 5 terciaria pasan a formar unas mesas de resistencia que se han asociado al sediplano intramioceno, con ligera pendiente hacia el centro de la cuenca de Almazán.



Fig. 5.17. Anticlinal cretácico del Temeroso, en Calatañazor.

5.4. LA CUENCA TERCIARIA

5.4.1. Las áreas de terciario plegado.

Las principales áreas de terciario pre- y sintectónico son el Campo de Gómara y la campiña de Quintana Redonda, en el sector NE de la región. Se trata de depresiones topográficas relativas frente a los bloques montañosos de la Ibérica aragonesa y Demanda-Cameros que las limitan a E y N, y frente a los neógenos tabulares suprayacentes que las rodean a S y O.

Las formas estructurales presentes son el resultado fundamental de la deformación y los contrastes litológicos en una serie compleja aunque eminentemente detrítica, en la que se suceden los niveles de conglomerados, más abundantes en las áreas de borde, y arenas y arcillas predominantes en las zonas distales.

Otra de sus características es la escasa envergadura y cotas relativas alcanzadas por estas formas, lo que es debido a dos factores:

La litología: La no excesiva cohesión de los materiales y su baja permeabilidad favorable al desarrollo de una red de drenaje de alta densi-

dad, lo que impide en conjunto la durabilidad de formas excesivamente sobresalientes sobre los niveles de base.

La estructura y evolución tectónica y geomorfológica: junto a la propia subsidencia de la cuenca, hay que considerar también los sucesivos ciclos neógenos de aplanamiento y fosilización a los que se ha visto sometida la zona.

Por todo ello, no resultan abundantes las formas de relieve plegado bien conservadas del tipo de los *monts* y *vales*; o tectónicas, como los escarpes de línea de falla. Por el contrario, las estructuras se presentan arrasadas, con el predominio de las formas homoclinales (cuestas en materiales resistentes) o simples relieves residuales de resistencia.

La campiña de Quintana Redonda (mapas 1, 2, 4 y 5).

Los materiales paleógenos comprenden fundamentalmente conglomerados poligénicos de borde, con intercalaciones de arenas y arcillas

rojas que se van haciendo más abundantes hacia el S hasta predominar en el área de Tardelcuende. Los primeros, por el encajamiento en la Superficie Intramiocena y las gravas de la Unidad 6 terciaria de los ríos Izana y Mazos, que forman una amplia campiña, presentan pequeñas **cuestas** de unos 20 m de desnivel máximo y pendientes menores de 5°. Sus longitudes de cresta son en general inferiores a 500 m, sus direcciones presentan una disposición arqueada de ENE a ESE y sus inclinaciones a N y S están determinadas por los flancos de pliegues, ya que se generan por la degradación de estas estructuras.

Algunos cursos como el Izana tienden a atravesar las estructuras perpendicularmente, si bien el Mazos y la mayor parte de las líneas de drenaje secundarias adoptan una disposición subsecuente, siguiendo las directrices estructurales marcadas por los tramos blandos.

En Tardelcuende aparece un *mont* de dirección E-O bastante degradado por la erosión del río Izana, que lo atraviesa en *cluse*, y por la erosión hídrica actual en su escarpe.

La mayor degradación de todos estos relieves da lugar en el borde de Cuevas de Soria a algunos **cerros cónicos**, en la cima de los cuales se asientan con frecuencia restos arqueológicos de castros celtibéricos.

El Campo de Gómara (mapas 2 y 5).

Aquí el paleógeno se presenta esencialmente en facies distales areno-arcillosas no consolidadas, por lo que no es favorable al desarrollo de formas estructurales a pesar de estar plegado. Especialmente planas son las áreas adyacentes a la vega del Duero, fruto de la erosión fluvial cuaternaria, cuya red se encaja apenas una veintena de metros en la Superficie de Erosión Intramiocena (que se presenta en el borde N como *pediment* de pequeñas serrezuelas) y en las terrazas del Duero y el Rituerto.

En facies proximales, esto es, en el **borde del cabalgamiento de La Pica** y con la Rama Aragonesa (bordes N y E), son frecuentes las

intercalaciones de conglomerados cuya resistencia relativa da lugar a **formas homoclinales** que marcan los flancos de los pliegues: cuestas de caída generalmente hacia el S, de hasta 50 m de desnivel, con pendientes de hasta 6-7°. Siguen las direcciones NO-SE de las estructuras, y sus crestas están arrasadas en muchas áreas por la Superficie de Erosión Intramiocena, por lo que alcanzan una cota máxima de unos 1.120 m en torno al pueblo de Gómara. También aparecen simples relieves residuales alargados y de cumbre plana en áreas de composición conglomerática más homogénea, como en Gómara y Ledesma de Soria, en cuyas laderas son frecuentes los sistemas de *chevrons*.

Hacia el O y el S, con facies progresivamente más distales areno-arcillosas, la escasez de niveles conglomeráticos hace que desaparezcan en gran medida todas estas formas, aparte de alguna cuesta muy tendida de direcciones NO-SE y algún cierre periclinal NE-SO.

En el entorno de **Miranda de Duero**, a partir de estructuras sinclinales en cuyos núcleos aparecen materiales conglomeráticos del ciclo superior paleógeno (Unidad 4 terciaria), se desarrollan también pequeñas **cuestas**, de menos de 20 m de desnivel y direcciones próximas a E-O, y cuya cota máxima está seguramente limitada del mismo modo por la Superficie Intramiocena. Esta unidad terciaria destaca de manera mucho más evidente respecto a las unidades 2-3 areno-arcillosas en Almarail, donde se presenta como un nivel homoclinal con buzamiento hacia el S, formando una cuesta de dimensiones considerables: más de 3 km de longitud, con un desnivel de unos 50 m que resalta en la campiña del río Duero, y pendiente del dorso de unos 3°.

Se trata así de un **relieve cuaternario** muy degradado por la incisión de las redes fluviales, que han eliminado casi totalmente la cubierta neógena y paleógena superior, y labrado a partir de la Superficie de Erosión Intramiocena.

La extrema degradación del relieve y la litología areno-arcillosa determinan también que

la **red de drenaje** sea en gran medida independiente de las estructuras de plegamiento y fracturación (GERRARD, 1988), y sigue más bien las pendientes regionales al S y O. En las áreas de borde, donde los conglomerados imprimen un mayor contraste litológico y de resistencia, la red se adapta mucho más a las estructuras, siguiendo direcciones subsecuentes ONO-ESE de los pliegues. Y transversales a los mismos, en especial en las cabeceras de arroyos a partir de los relieves resistentes elevados y que dan lugar a los sistemas de *chevrans* por su disposición resecuente en los dorsos de cuestas. En los frentes de las estructuras, más que redes obsecuentes bien definidas tienden a instalarse torrenteras y acarcavamientos a partir de niveles arcillosos.

5.4.2. Formas de relieve horizontal.

Asociadas fundamentalmente a las unidades neógenas de la cuenca en facies resistentes conglomeráticas y carbonáticas, se disponen como relieves en graderío que marcan la caída de altitud desde las áreas montañosas de los bordes de los “Páramos” (superficies poligénicas), hacia las campiñas del Duero, de materiales blandos areno-arcillosos.

Plataformas y rampas en conglomerados.

Se han descrito ya los relieves de conglomerados calcáreos asociados a la Rampa de Caracena, por lo que se pasará a examinar otras áreas:

Rampa de Caltojar_(mapa 7): Los contrastes litológicos de la Unidad 6 terciaria están marcados en esta zona por conglomerados de comportamiento resistente frente a las areniscas y arcillas rojas en que se intercalan. La incisión y el desplazamiento lateral progresivo de la red fluvial del río Escalote y algunos arroyos secundarios ha provocado la formación de una serie de rampas erosivas tendidas hacia el N y condicionadas por la propia pendiente deposicional de los conglomerados (Fig. 5.18, y áreas de Rampas en Conglomerados de la cartografía). Caen desde unos 1.090 m, a partir de la superficie erosiva M₂, hasta unos

1.030 m, donde se produce un encajamiento mucho más neto en la Unidad 5 terciaria, predominantemente areno-arcillosa. Esta circunstancia es muy visible en los perfiles transversales fuertemente asimétricos de los arroyos (Fig. 5.19), con pendientes de unos 3-3,5° en los dorsos y hasta 10° en los frentes. En el caso de la vertiente izquierda del Escalote se produce un escalonamiento de estos replanos, con una configuración de relieve en graderío.

La red fluvial sigue en las líneas principales una disposición subsecuente, siguiendo la dirección de las capas, resecuente en los dorsos y obsecuente en los frentes, según una serie de torrenteras de escasa longitud.

Alguna rampa de similares características se ha cartografiado en Quintanas Rubias, en el borde de la Rampa de Caracena (borde O del Mapa 6).

Sierra de Perdices (sur del Mapa 5): Los conglomerados mixtos de la Unidad 6 terciaria de esta meseta elevada definen también un relieve escalonado de superficies estructurales según los niveles más resistentes, con replanos separados entre sí por escarpes de entre 10 y 20 m de altura. Por mayor degradación se da también algún cerro cónico o cresta alargada. La cota máxima de este relieve es de unos 1.160 m, y como ya se dijo en el capítulo anterior no se descarta que el replano culminante se corresponda con la superficie de erosión M₂.

Borde de Fresno de Caracena–Berlanga de Duero (mapa 6): Los conglomerados de borde de la Unidad 5 terciaria forman una rampa muy continua en Quintanas Rubias a unos 1.040 m de cota, entre la rampa de Caracena y la Muela de Fresno de Caracena. Es posible que se trate del sediplano Intramioceno.

En Berlanga de Duero, a unos 950-990 m se presenta un amplio replano de similares características, aunque por su posición morfotopográfica no parece deducirse que corresponda al sediplano de colmatación de la unidad, sino a niveles resistentes de la serie.



Fig. 5.18. Relieve en graderío de Caltojar, formado por niveles resistentes en conglomerados miocenos.

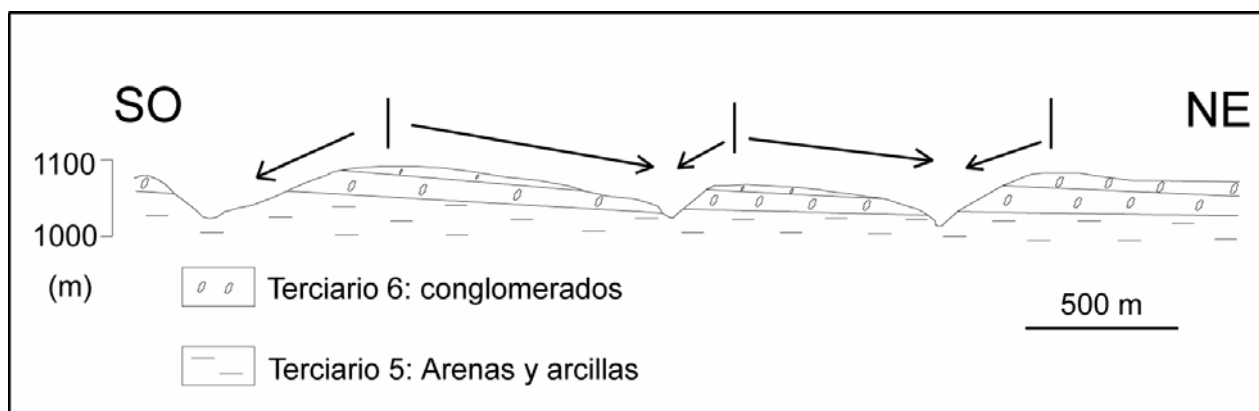


Fig. 5.19. Asimetría condicionada por la litoestructura en valles secundarios de las rampas de Caltojar.

En las dos zonas descritas los replanos son más continuos hacia el S, en lo que correspondería a las áreas proximales de los abanicos aluviales. Hacia el N, al aumentar el carácter distal del depósito disminuye la extensión y potencia de los niveles resistentes, de modo que pasan a coronar replanos mucho menos extensos e incluso se reducen a cerros cónicos o acastillados, como el Cabezo de Aguilera o el Cinto de Almazán (Mapa 7).

Finalmente, en la vega del Duero pasan a las arenas y arcillas de campiña con formas alopadas de valles e interfluvios.

Área de pinares de Almazán (mapas 4 y 5): En Lubia nos encontramos con las facies conglomeráticas de borde de las Unidades 5 y 6 terciarias, que dan lugar a formas de resistencia algo diferentes en uno y otro caso.

La Unidad 5 está compuesta por conglomerados calcáreos y mixtos fuertemente cementados por carbonato, de comportamiento resistente frente a las arenas y arcillas en que se intercalan. Forman así replanos estructurales horizontales en el área de Viana de Duero, a unos 1.030 m de cota. En el encajamiento del Duero en el Cubo de la Solana estos niveles resistentes destacan formando cornisas y resal-

tes en las paredes del valle, de extensión no cartografiable.

Los bloques y gravas silíceos sueltos de la Unidad 6, por su escasa cohesión, no dan lugar generalmente a mesetas, sino más bien a simples relieves residuales degradados de cumbre plana, crestas o cerros cónicos (Exconjuro, 1.156 m; Hoyopuerco, 1.134 m). Es preciso señalar que muchos de los replanos cartografiados como estructurales por ECHEVERRÍA (1988) o FERREIRO (1991), corresponden a terrazas del Duero.

El límite entre esta área elevada respecto a la campiña paleógena del Campo de Gómara viene dado por un nítido escarpe erosivo de unos 60 m de altura, caracterizado por formas de erosión hídrica como cárcavas y abarrancamientos, así como algunos sistemas de glacis y acumulaciones coluviales al pie.

Tierra del Burgo (mapas 1, 3 y 4): El neógeno dominante está caracterizado por formaciones de conglomerados y gravas sueltas (más bien silíceas) intercalados entre niveles arenarcillosos. Hacia el S, en facies más distales, aparecen también carbonatos en forma de calizas lacustres, caliches o calcimorfos. Se pueden distinguir así dos áreas en función de las facies:

Área norte: A partir de los tramos de conglomerados y gravas se forma por el encajamiento fluvial una serie de relieves en graderío en las paredes de los valles, y que imprimen el principal carácter morfológico del área. Debido a la escasa cohesión de los materiales y del fuerte encajamiento de la red del Ucero y el Avión, no se trata sin embargo de replanos muy bien definidos ni extensos. Por otro lado, su composición de gravas y su escalonamiento hacia los fondos de los valles hacen que en ocasiones se puedan confundir o sean indistinguibles de posibles niveles de terrazas cuaternarias. Los escarpes entre los distintos replanos rondan los 10 m, y están fuertemente coluvionados por las mismas gravas.

Especialmente en la cuenca del río Avión, estos replanos adquieren más bien una configuración de interfluvios alargados de dirección NO-SE en los arroyos afluentes y se observa

una ligera pendiente hacia el S, probablemente deposicional. En el área de Valdecastilla (al NO del Burgo de Osma), los replanos culminantes adquieren una moderada extensión, planitud y una ligera pendiente deposicional al S, por lo que anteriormente se han podido interpretar como rañas o terrazas altas. Con frecuencia, la degradación de estas plataformas las reduce a simples crestas o divisorias alargadas en los interfluvios (Fig. 5.20).

En el conjunto de las unidades neógenas, su carácter detrítico suelto, en especial en los tramos arcillosos, y la fuerte incisión fluvial hacen que sean muy frecuentes las cárcavas, las torrenteras y los glacis de ladera relacionados con la red fluvial cuaternaria.

Área sur: Aquí aumenta la proporción de carbonatos en la Unidad 5 como niveles diferenciados o cementando los depósitos. De esta manera, se localiza en el interfluvio de los ríos Sequillo y Bayubas, a unos 1.000 m de cota, una amplia plataforma en conglomerados mixtos y areniscas cementados, de pendiente general prácticamente nula aunque con ligeras ondulaciones. Los escarpes que la limitan con las laderas y los fondos de valle son netos, aunque de menor inclinación que en el caso de litologías más resistentes como las calizas.

Se trata probablemente de un sediplano equivalente al nivel Intramioceno, ya que se encuentra cubierto en algunos puntos por parches residuales de gravas silíceas de la Unidad 6 terciaria y se continúa con los glacis erosivos de relieves cretácicos como el de Boós. Niveles equivalentes o algo inferiores de esta unidad forman también replanos estructurales de dimensiones más modestas.

En La Rasa, a unos 940 m de cota, se presenta en esta misma unidad una pequeña *val* colgada, muy degradada y suave, apenas distinguible en campo pero sí en foto aérea.

Y en este mismo entorno se sitúa el cerro acastillado de Alcubilla del Marqués (Fig. 5.21), también coronado por un nivel calizo.



Fig. 5.20. Modelado en el neógeno de la Tierra del Burgo, con un replano en gravas en la divisoria y erosión hídrica en la ladera sobre un tramo fangoso.



Fig. 5.21. Cerro acastillado de Alcubilla del Marqués.

Plataformas y rampas en calizas.

Rampa de La Muela (Mapas 1 y 4): Los términos más resistentes de las unidades neógenas del borde de Calatañazor, de disposición subhorizontal en la zona de interfluvios de las redes de los ríos Avión y Fuentepinilla, están formados por brechas calcáreas, calizas lacustres y caliches. Intercalados en arcillas rojas dan lugar a un relieve escalonado hacia los fondos de los valles.

Las calizas culminantes de Calatañazor y Monasterio (Unidad 6 terciaria) dan lugar a replanos a 1.100-1.040 m de cota. Las primeras forman una mesa alargada que marca la divisoria de las cuencas del Avión y Fuentepinilla. El más elevado no debe de corresponder sin embargo al sediplano de colmatación de la unidad, que por los datos regionales se puede estimar que sobrepasó los 1.100 m de cota absoluta.

La Unidad 5 terciaria presenta una mayor variedad litológica, de modo que en ella se marcan claramente varios niveles escalonados entre los 1.030 y 980 m, separados por escarpes de 10-20 m. En el borde de la cuenca, como se puede ver en Nódalo, aparecen rampas tendidas en brechas calcáreas con ligero basculamiento al S (menor de 2°).

Altos de Bordecorex (mapa 7): Páramo que se establece en el techo de las calizas terminales de la Unidad 6. A pesar de que algunos autores (SÁENZ GARCÍA, 1953; VÁZQUEZ HOEHNE, 1994) lo consideran una altiplanicie estructural, ya se ha argumentado que su planitud culminante viene marcada por la superficie erosiva M₂.

El escarpe que rodea toda esta plataforma excepto por el borde montañoso meridional sí es sin embargo de tipo estructural, determinado por el gran espesor y resistencia de las calizas lacustres frente a las formaciones detríticas subyacentes durante el encajamiento cuaternario. Se trata de un escarpe muy neto, casi nunca escalonado (salvo en las áreas de Villasayas o Pinilla del Olmo), que presenta con frecuencia viseras y abrigos por erosión diferencial en niveles más margosos. Marca desniveles que pueden superar los 100 m y pendientes eleva-

das, que en determinados puntos pueden ser casi verticales.

Muela de Fresno de Caracena (mapa 6): Al igual que en el caso anterior, se trata de una altiplanicie en las calizas de la Unidad 6 cuyo techo lo marca presumiblemente la superficie M₂, si bien en este caso el hecho es mucho menos claro al tratarse de una forma aislada en la que no se distinguen estructuras arrasadas.

En su entorno sí se encuentran en esta misma unidad neógena replanos de tipo estructural, como en Quintanas Rubias de Abajo, a 1.070-1.080 m; así como cerros residuales (muelas) en el castillo de Gormaz (1.043 m), Recuerda o Morales (1.043-1.045 m). Las características de los escarpes que los limitan son en todo semejantes a las expuestas para los Altos de Bordecorex.

Hacia el O, esta altiplanicie se continuaría con el Páramo de Ayllón, que NOZAL (2005) y NOZAL y RUBIO (2007) consideran una superficie esencialmente estructural.

El páramo inferior de Velamazán: Se localiza rodeando a los Altos de Bordecorex por todos sus bordes excepto por el meridional. Forma un relieve en graderío (sucesión de plataformas estructurales escalonadas) que conecta el nivel cimero de la superficie M₂ con la campiña del Duero (Fig. 5.22). Estos replanos se sitúan entre los 1.060 y los 930 m, bajantes hacia el N según escarpes de entre 15 y 20 m entre los distintos niveles. También es perceptible a escala cartográfica una ligerísima pendiente tectónica o deposicional al N.

Si bien SCHWENZNER (1936) cartografió estos replanos como parte de su superficie de erosión M₁ del Plioceno superior-Pleistoceno; y en RUIZ (1991) se contempla la posibilidad de que se correspondan con la Superficie Fundamental (Intramiocena) exhumada, a tenor de distintos datos recopilados no se debe considerar una superficie de tipo erosivo:

- No se disponen como un replano continuo, sino que se trata de niveles escalonados.
- No se sitúan en un nivel estratigráfico concreto, como podría ser el techo de las calizas inferiores (Unidad 5) y que sí se correspon-

dería al nivel Intramioceno; sino que se desarrollan a partir de distintas capas resistentes de los niveles inferiores de la Unidad 6 (niveles de calizas lacustres, caliches y brechas), y sólo ocasionalmente alguno de estos replanos puede coincidir con el techo de la Unidad 5.

- Se trata de niveles de exhumación claramente obra de la red fluvial cuaternaria, ya que en algún punto como en Fuentetovar llegan a presentar sobre ellos depósitos correspondientes a terrazas altas del Duero, las cuales pueden alcanzar cerca de los 1.090 m de cota absoluta en el sector (Capítulo 7).

En el pueblo de Barca, un pliegue sinclinal muy laxo en las calizas de la Unidad 5 da lugar a una *val* colgada a unos 980-1.000 m de cota y dirección ENE-OSO, reconocible en foto aérea. Sus dimensiones son de unos 2 x 0,5 km.

Mesas elevadas de Inés-Recuerda (mapas 3 y 6): Se presentan a techo de las calizas culminantes de la Unidad 5 terciaria. Se trata de unos replanos estructurales bastante continuos, de 1.010-970 m de cota bajantes hacia el N con pendiente siempre menor a 1°. En algunos puntos aparecen cubiertos por pequeñas manchas aisladas de conglomerados y arenas correspondientes a los niveles basales de la Unidad 6, de modo que estas plataformas se

corresponderían con el sediplano intramioceno y por ello se continúan a las mismas cotas con los techos arrasados del macizo cretácico de Gormaz.

Hacia el E se continuarían también con una pequeña hombrera existente en el cerro testigo de Recuerda a modo de escalón a unos 980-990 m entre las calizas de la Unidad 6 que coronan la muela y la campiña del Duero. Así, marcaría el techo de la sedimentación de la Unidad 5 en ese punto.

5.4.3. Los *monts* del Umbral Cretácico (Mapas 3, 4, 6 y 7).

Ya se comentaron en el Capítulo 2 las características del área de enlace entre las cuencas terciarias de Almazán y el Duero s.s., consistentes en una zona de espesor mínimo del relleno terciario indicado por la presencia de múltiples afloramientos cretácicos y en menor medida paleógenos, en forma de anticlinales que destacan sobre el neógeno y definen el denominado *Umbral Cretácico de Osma* (GARCÍA MERINO, 1968). Estos afloramientos están recogidos en su práctica totalidad en la región estudiada, si bien se prolongan también en la vecina hoja de Ayllón, nº 404 (NOZAL y RUBIO, 2007).



Fig. 5.22. Replanos estructurales de Velamazán, en tramos calizos de las unds. 5 y 6 terciarias.

Estos relieves anticlinales, que reciben localmente el nombre de **pedrizas**, han llamado la atención de diversos autores. GARCÍA MERINO (1968) y RUIZ y VALVERDE (1991) los definen en conjunto como un **estilo jurásico** o relieve conforme sin grandes complicaciones, con los anticlinales en resalte a modo de *monts*, lo que indicaría para los últimos autores un período corto de exposición entre su estructuración y el enterramiento.

Dicha estructuración habría tenido lugar con probabilidad durante la fase tectónica *Castellana*, del Oligoceno. Posteriormente, durante la fase *Neocastellana* se generaron paleorrelieves rellenos de manera progresiva por la Unidad 5 terciaria. Estos paleorrelieves no serían sin embargo resultado único de la tectónica, sino también del encajamiento preferente de los sistemas aluviales en los paleógenos detríticos, frente a los anticlinales cretácicos de litologías más resistentes. Por ello, no sería necesario hablar de un período corto de la estructuración a la fosilización; sino que incluso el tiempo pudo influir en la generación de un mayor relieve por encajamiento diferencial.

Su techo suele estar marcado por las formaciones resistentes de Calizas de Burgo de Osma y Santo Domingo de Silos, e incluso de Hontoria del Pinar. Hacia los bordes montañosos, como en el área del río Fuentepinilla (mapa 4) o en Gormaz (mapa 6) se generan a partir de formaciones progresivamente más antiguas (Hortezuelos, Castrojimeno), por haber sufrido una mayor elevación tectónica respecto a las áreas centrales de cuenca. Aunque sus dimensiones son variables, suelen presentar formas de unos 2-3 x 0,5 km y direcciones de ENE a ESE.

Alrededor del **mont del Burgo de Osma** (mapa 3) aparecen además formaciones paleógenas que por contraste de resistencias dan lugar a cuestas homoclinales en niveles de areniscas y brechas calcáreas. Sus desniveles no superan los 40 m y las longitudes de cresta rondan el kilómetro. Sus pendientes no suelen superar los 6° en los dorsos, y no son mayores

en los frentes. La litología poco consolidada hace que se presenten bastante degradadas.

A partir de las diversas relaciones de estas formas respecto a los ciclos neógenos de erosión-sedimentación se puede ensayar una tipología:

- Los hay que fueron totalmente fosilizados ya por la Unidad 5 terciaria, como las pedrizas de Bayubas de Abajo (968 m), Pedraja de San Esteban (915 m, mapa 3), Velamazán y Rebollo de Duero (940 m, mapa 7).
- Otros fueron arrasados en su cumbre por la Superficie de Erosión Intramiocena y enrasarían con el techo de la sedimentación de la Unidad 5 terciaria, como es el caso de los domos de Burgo de Osma, Lodares de Osma (1.010-1.026 m, mapa 3), Gormaz (980-1.010 m, mapa 6) o Fuentetovar (1.005 m, mapa 7). En el techo del *mont* de Lodares de Osma aparece un pequeño resto de gravas silíceas correspondientes a la Unidad 6 terciaria.
- Finalmente, otros de estos *monts* sobresalieron de forma total o parcial sobre el nivel intramioceno, si bien fueron en todos los casos fosilizados por la Unidad 6 terciaria: La Muela (1.070 m) y Andaluz (1.027 m), Mapa 4; Boós (1.048 m, mapa 3); Fresno de Caracena (1.053 m, mapa 6); Berlanga de Duero (1.046 m), o Riba de Escalote (1.100 m), Mapa 7. En ocasiones, la Superficie Intramiocena se dispone en estas estructuras a modo de hombrera. Alejados de esta zona de *Umbral Cretácico* y con semejantes relaciones respecto a la sedimentación neógena se sitúa el par de cerros cretácicos de Villasayas (1.040 m, mapa 7).
- Resulta más complejo el caso del macizo de Vildé-Gormaz (Mapa 6), donde se presenta un relieve conforme por sucesión de anticlinales elevados (*monts*), arrasados por el nivel intramioceno y parcialmente cubiertos por la Unidad 6 terciaria; y sinclinales (*valles*) en los que se encajan valles (*combes*).

Los *monts* del Umbral Cretácico presentan además unas relaciones singulares con la **red de drenaje**:

- Un gran número de ellos está atravesado por líneas fluviales, definiendo unas características **cluses** como la del río Escalote en Berlanga de Duero (Fig. 5.23), la del Ucero en el Burgo de Osma, el Duero en Gormaz, el Avión en Valdenarros, el Sequillo en Boós y lodares de Osma, el Fuentepinilla en Andalucía, o el Tiermes en Fresno de Caracena. También son numerosas las **cluses** formadas por arroyos secundarios o incluso valles muertos apenas funcionales en la actualidad, como en las pedrizas de Bayubas de Abajo o Fuentetovar, quizá fruto de capturas, y que enlazan con las terrazas más bajas del Duero.
- Existen también **combes** paralelos a las estructuras, como el del Avión en el Burgo de Osma y el Sequillo en Lodares de Osma, aparte de los ya comentados de Gormaz; y algunos **ruiz** como encajamientos incipientes o abortados en Lodares de Osma, Fuentetovar o La Muela.

En gran parte, estos netos encajamientos fluviales no son puramente cuaternarios, sino que

se producen por exhumación del neógeno, cuyos sistemas aluviales ya habrían trazado y rellenado estas líneas de encajamiento preferente según fracturas. Esto resulta especialmente evidente en relieves como el de Gormaz, Pedraja de San Esteban, Berlanga de Duero, Fuentetovar, Andaluz o Velamazán; por lo que se puede considerar a estos *monts* en gran medida como unas formas exhumadas heredadas del Mioceno medio y con retoques cuaternarios menores.

La historia de estos relieves se resume pues como sigue:

- Generación de los pliegues y el consiguiente relieve en el Paleógeno, hasta la fase tectónica Castellana. Sería probablemente fruto de cabalgamientos ciegos o cubiertos paralelos al frente de San Leonardo, de direcciones ESE a ENE, con el borde N cabalgante.



Fig. 5.23. Cluse del río Escalote en el mont de Berlanga de Duero.

- Posteriormente, los relieves fueron cubiertos de manera progresiva hasta quedar fosilizados o enrasados en el Mioceno medio por la Unidad 5 terciaria y el nivel poligénico Intramioceno, del que destacarían tan sólo en algunos puntos singulares como Berlanga de Duero, Andaluz o La Muela.
- El conjunto habría sido fosilizado durante el Aragoniense superior–Vallesiense inferior por la Unidad 6 del Terciario, y finalmente exhumado por la erosión diferencial de la red fluvial cuaternaria, que también se encaja en los *monts* siguiendo líneas estructurales de debilidad.

5.5. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

Con esta revisión ha quedado patente la importancia de la litología y la estructura en la geomorfología de la región. Salvo quizás en menor medida las rampas de sierra y parameras, donde el modelado poligénico parece haber impreso mucho más sus características; y como ocurre igualmente en las campiñas con el modelado fluvial, las estructuras son absolutamente determinantes en la caracterización y distribución de las macroformas. Por su parte, a escala de mesoformas son más bien los contrastes litológicos y la fracturación local en relación con el encajamiento fluvial cuaternario los que determinan la existencia de formas homoclinales, de relieve plegado, mesas, cluses, etc.

En cuanto a la **edad** de este tipo de formas, en su mayor parte corresponde como ya se ha señalado al Cuaternario, como consecuencia de la incisión fluvial en unos materiales estruc-

turados y, en su caso, deformados con el ciclo alpino. Sólo determinadas zonas conservan en mayor grado características más antiguas, sea de las etapas de deformación del Oligoceno-Mioceno inferior como los relieves parcialmente exhumados de la Rampa de Soria y el Umbral Cretácico del Burgo de Osma, o de los ciclos neógenos de colmatación y aplanamiento (Páramos y Altos).

Sus **orientaciones** son evidentemente las impuestas por las direcciones generales de estructuración de la cuenca y sus bordes montañosos, esto es, predominio de las E-O hacia el O y NO-SE hacia los sectores orientales, con las lógicas variaciones locales.

En la Tabla 5.1 se muestra a modo de síntesis una caracterización de geomorfología estructural en los distintos sectores analizados, como resumen final del presente capítulo.

TABLA 5.1. Principales rasgos de geomorfología estructural en los distintos sectores estudiados.

ÁREA	SECTOR	Macroestructura	Mesoestructuras	Orientaciones preferentes	Edad principal del relieve
MONTAÑA MERIDIONAL	OCCIDENTAL	Relieve invertido	SIERRAS: Rampas subhorizontales (conglomerados) Vales colgadas Inselbergs de condicionante estructural DEPRESIONES: Cuestas homoclinales y periclinales Cluses RAMPAS: Cuestas homoclinales, chevrons Dorsos de ballena Rampas subhorizontales (conglomerados) Cerros residuales Inselbergs de condicionante estructural Cluses LÍMITES: Escarpes de línea de falla Escarpes erosivos	ONO-ESE y NE-SO	Cuaternario Cuaternario Neógeno Cuaternario
	ORIENTAL	Plana (poligénica) Cierta tendencia a conforme	Homoclinales y periclinales Inselbergs de condicionante estructural Vales, subcuencas sinclinales Cluses	NO-SE y NE-SO (interferencia)	Neógeno-Cuaternario
MONTAÑA SEPTENTRIONAL	DEPRESIONES INTRAMONTAÑOSAS	Homoclinal	Cuestas homoclinales Cluses Monts (inselbergs) Replanos horizontales (en neógeno)	ONO-ESE a ENE-OSO	Cuaternario
	SIERRA DE CABREJAS	Relieve invertido	Anticlinales desventrados Vales colgadas Chevrons, cuestas homoclinales	ONO-ESE a ENE-OSO	Cuaternario
	LLANOS DE CALATAÑAZOR	Relieve conforme	Monts, vales (mesozoico) Homoclinal, chevrons (paleóg.) Tabular (neógeno)	E-O a NE-SO	Sintectónico-Cuaternario
	LÍMITES		Escarpes erosivos	E-O a NE-SO	Cuaternario
CUENCA Terciaria	PALEÓGENO	Relieve plegado	Cuestas homoclinales y periclinales Cluses Cerros residuales	ONO-ESE a ENE-OSO	Cuaternario
	NEÓGENO	Relieve horizontal	PÁRAMOS: Relieves en graderío Mesas, muelas CAMPIÑAS: Cerros cónicos	Horizontal a E-O	Cuaternario
	UMBRAL DEL BURGO DE OSMA	Relieve conforme exhumado	Monts, cluses, combes (cretácico) Formas horizontales (neógeno)	E-O a NE-SO	Terciario, exhumado en el Cuaternario

6. EL MODELADO KÁRSTICO

6.1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

El karst, aun constituyendo un caso peculiar del relieve asociado a determinadas litologías, no ha sido tratado en el capítulo correspondiente al modelado estructural y litológico. La considerable extensión ocupada en la región de estudio por las rocas solubles –en este caso calizas y dolomías–, con unos 1.200 km² de materiales karstificables que comprenden las montañas mesozoicas así como los páramos terciarios (un tercio de la superficie total), con el particular relieve que presentan, justifican su análisis en un capítulo aparte.

A pesar de la importancia de este modelado, son muy escasos y en general parciales los trabajos que han tratado el karst de la región estudiada; sea por la poca espectacularidad de unos paisajes que no han llamado la atención en exceso, como puede ocurrir con el endokarst; sea por la falta de un conocimiento especializado, que ha pasado por alto o no ha interpretado correctamente por ejemplo los sistemas de poljes existentes en la montaña meridional.

Así, PALACIOS (1890), quizá el primer antecedente, se limita en su trabajo regional a una enumeración de las cavidades y simas conocidas por entonces, así como a una descripción de la hidrología de algunas formas de emisión, como la surgencia de Fuentetoba, la Fuentona de Muriel y otros manantiales menores.

Posteriormente, de la década de 1940 a la de 1980 los trabajos se restringen a las descripciones de cuevas, todo lo más con referencias a su situación geológica y estructural. Éstos son los trabajos de SÁENZ GARCÍA (1954a, 1955, 1957b, 1960, 1970), en la revista *Celtiberia*. Algunos de ellos tratan una temática algo más variada, como la descripción física del fluviokarst de las hoces de Soria (SÁENZ GARCÍA, 1953), o la surgencia de Fuentetoba (SÁENZ GARCÍA, 1955). Se trata en todo caso de artículos más bien divulgativos, especialmente los más antiguos, centrados en una espeleología deportiva o cultural más que científica. Este último aspecto se ve más desarro-

llado en trabajos posteriores (ARENILLAS e HÍGES, 1974; ARENILLAS y SÁENZ RÍDRUEJO, 1975).

El estudio geomorfológico del karst de la Cordillera Ibérica comienza aproximadamente a mediados de la década de 1970, cuando adquieren gran importancia las investigaciones de geomorfólogos vinculados a la Universidad de Zaragoza. Los trabajos, centrados principalmente en la Ibérica central y el sector turo-lense (GUTIÉRREZ ELORZA y PEÑA, 1975, 1979a y b, 1989; ALONSO y BULLÓN, 1976; ERASO *et al.*, 1979; GUTIÉRREZ ELORZA *et al.*, 1982a y b, 1983; PEÑA *et al.*, 1984, 1987, 1989, 1991; GRACIA, 1987; LOZANO, 1988; LOZANO y JIMÉNEZ, 1990; SÁNCHEZ FABRE, 1990; GUTIÉRREZ ELORZA y VALVERDE, 1994; BARRÓN *et al.*, 1997, entre otros), y mucho más escasos en las formaciones terciarias (SÁNCHEZ FABRE, 1989), se han referido de manera esencial a la descripción de formas (campos de dolinas) y su situación y significado respecto a la estructura y la historia morfoevolutiva de la cordillera; si bien los más recientes se han venido dedicando cada vez más al estudio de los sistemas de poljes.

En síntesis, hablan de un exokarst (campos de dolinas y poljes) formado a partir de uno o varios replanos de erosión generalizados, en especial la “Superficie de Erosión Fundamental”, que sitúan en el Mioceno final-Plioceno. Una tectónica extensiva de este mismo período habría provocado un fuerte diaclasado en las suaves estructuras mesozoicas subhorizontales, lo que en su conjunto dificultaría la escorrentía superficial y habría favorecido la infiltración. Durante el Cuaternario, en especial en las fases frías, la karstificación quedaría muy atenuada.

Estos trabajos, a excepción del dedicado al sistema de poljes de Layna (GRACIA *et al.*, 1996), apenas tratan la **provincia de Soria**. En ella se centran los estudios de SANZ, tanto los de su Tesis Doctoral sobre la hidrogeología

kárstica del área del Moncayo (SANZ, 1983, 1987), como algunos más generales sobre el karst de la provincia y en especial del endokarst de la sierra de Cabrejas (SANZ y MEDINA, 1984, 1987; SANZ, 1990, 1992a y b, 1996a; SANZ y MENESES, 1999), siempre dedicados a una geomorfología más descriptiva que evolutiva.

En el caso de la **montaña meridional** los trabajos son aún más escasos. GLADFELTER (1971) considera en el Alto Henares que las formas kársticas son poco importantes, restringidas a campos de dolinas de escaso diámetro y profundidad, o pequeñas superficies de lapiaz de unos 10 m de diámetro. VÁZQUEZ HOEHNE (1994), en su estudio regional, no

trata el tema con excesivo detalle. A finales de los años 1990 comienza el estudio de los poljes de la zona, como son los mencionados de Layna-Villaseca (GRACIA *et al.*, 1996), Conquezueta (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1997) o los sistemas del Alto Henares (BENITO CALVO, 1997; BENITO CALVO *et al.*, 1998), cuyos estudios se complementan con los sistemas de poljes que se describirán en este trabajo.

Finalmente, cabe citar los trabajos de BAREA (2001) y BAREA *et al.* (2002a y b) sobre el endokarst del borde cretácico del Sistema Central, en los que hace referencia aunque de manera muy colateral al karst del macizo de Campisábalos.

6.2. DISTRIBUCIÓN REGIONAL DEL KARST

Las principales formaciones karstificables de la Cordillera Ibérica y cuencas interiores y adyacentes son las calizas y dolomías del Jurásico, Cretácico superior y Neógeno (GUTIÉRREZ ELORZA *et al.*, 1982a). Sólo en la fosa de Alfambra-Teruel parecen darse sistemas kársticos de cierta importancia en yesos neógenos. Siendo además el kárstico un modelado cuyo resultado está condicionado en gran medida por la estructura del macizo en que se instala, a partir de la diversidad lito-estructural se han distinguido diversas zonas cuyo karst presenta sus propias particularidades geomorfológicas (GUTIÉRREZ ELORZA *et al.*, 1982a; AYALA *et al.*, 1986). Esto puede dar idea de los diferentes “estilos” del karst ibérico:

En el **sector levantino**, como en el macizo de Javalambre, se da fundamentalmente en jurásicos una karstificación densa, con campos de dolinas, la mayoría en cubeta, instaladas sobre superficies erosivas. También hay definida una serie de poljes, así como gargantas y hoces fluviokársticas. El nivel de base del karst lo constituye el triásico en facies Keuper.

En **Gúdar-Maestrazgo**, especialmente en cretácico inferior aptiense subtabular y con las facies detríticas del Weald como base no karstificable, las formas exokársticas más singulares son los poljes y los cañones.

La **Ibérica Central** es quizá el área más compleja, con dos conjuntos: el jurásico y el cretácico superior, separados por las facies detríticas Weald-Utrillas. Las formas son muy variadas, con dolinas en cubeta y en embudo (torcas), poljes, cañones, simas, surgencias, lapiazes cubiertos extensivos, etc.

En la **Ibérica aragonesa**, debido al dominio de los afloramientos de paleozoico y triásico, las áreas de interés parecen restringirse al macizo del Moncayo, el manantial de Vozmedianno y el polje de Araviana (SANZ, 1987), en jurásico. Sobre cretácico aparecen los sistemas fluviokársticos de los ríos Mesa y Piedra, así como el área endorreica de la laguna de Gallo-canta, en su límite con la Ibérica castellana.

En **Cameros**, lo que más ha llamado la atención de los geomorfólogos ha sido el fluvio-karst de los cañones de La Yecla o el río Lobos, así como las surgencias y los sistemas endokársticos. Desarrollado en el cretácico superior de la sierra de Cabrejas, San Leonardo y el borde burgalés de la Demanda, con base no karstificable en las facies Weald y Utrillas, será analizado en mayor detalle al estar comprendido parcialmente en la región de estudio.

En la **Ibérica castellana** la karstificación se presenta principalmente en el jurásico inferior, mientras que el cretácico tendría sólo importancia local. AYALA *et al.* (1986) señalan que

no existen grandes sistemas kársticos, sino pequeñas cavidades en general colgadas por el encajamiento de la red fluvial, lo que achacan a la intensa fracturación y mecanización del conjunto, con un keuper impermeable a escasa profundidad. Estas afirmaciones se analizarán seguidamente en el sector estudiado.

Finalmente, en las **calizas terciarias** tan sólo se han descrito algunos campos de dolinas y uvalas en cubeta en las depresiones de Calatayud-Montalbán y Teruel.

Centrados ya en la provincia de Soria, se puede utilizar la zonación de SANZ (1990):

Zona septentrional, con la alineación E-O de la sierra de Cabrejas (Cretácico superior de

borde de Cameros), y su conjunto principal karstificable superior a los 200 m de potencia.

Zona del Moncayo, en jurásico marino, fuera del área de estudio.

Sur de la provincia, dividida a su vez en dos subzonas:

En la *margen izquierda del Duero*, en mesozoicos y terciarios, de los que los conjuntos más importantes corresponden al Lías y al Cretácico superior.

Alto Jalón y parameras de Medinaceli y Maranchón, tampoco comprendida en la región estudiada.

Otras zonas de menor importancia, como serían las calizas neógenas (“páramos”) o los niveles carbonatados incluidos en el ciclo del Weald.

6.3. EL KARST DE LA MONTAÑA MERIDIONAL

El karst de la Ibérica castellana, como ya se ha comentado, ha recibido escasa atención en trabajos anteriores; significativamente, ésta aparece clasificada en el mapa del karst de España (AYALA *et al.*, 1986) como “otras zonas de interés” dentro del conjunto de la Ibérica.

Siguiendo las clasificaciones de LLOPIS (1970), se trata por su estructura de un **karst de penillanura**, de tipo **tabular** o **de cuesta**, con la capa impermeable (Keuper y Utrillas) frecuentemente suspendida. Por el modo y tipo de su alimentación hídrica, cabe clasificarlo como un karst autóctono, cuya alimentación pluvial y pluvio-nival se lleva a cabo esencialmente por la superficie de absorción. El hecho de su intensa fracturación, con presencia de frecuentes bloques cretácicos en un conjunto predominantemente jurásico, y la alta plasticidad del Keuper, hacen que no se comporte como un gran sistema kárstico, sino más bien como subsistemas más o menos aislados.

A pesar de poder situarlo en un estadio evolutivo de **madurez** o **senilidad**, el relieve kárstico del borde montañoso meridional no se caracteriza, como sí ocurre en otras zonas de la Cordillera Ibérica, por la presencia de campos de dolinas instalados sobre las superficies erosivas terciarias: Aquí lo que predomina es un lapiaz generalmente cubierto por acumulacio-

nes extensivas de *terras rossas*. También son de destacar unos sistemas de poljes de diversos tipos, no descritos hasta la fecha y relacionados a grandes rasgos con la fracturación, así como el fluviokarst asociado a la red fluvial cuaternaria. El endokarst tan sólo presenta un desarrollo de cierto interés en el macizo cretácico de Somolinos.

6.3.1. Formas y depósitos extensivos.

La topografía plana impuesta por las superficies poligénicas terciarias y la litologías dominantes en afloramiento, la formación de Carniolas de Cortes de Tajuña y las Calizas Nodulosas de Barahona, de estructura oquerosa y alta permeabilidad, hacen que el conjunto montañoso, y en especial el jurásico, se comporte como una zona de absorción bastante homogénea.

Su superficie está muy cubierta por acumulaciones de *terra rossa*, que tiende a suavizar las irregularidades del terreno, al acumularse muchas veces en bolsones o en grietas (Fig. 6.1.a). Bajo estas acumulaciones aparece un lapiaz, en general de tipo estructural (*kluftkarren*), determinado por la estructura brechoide, nodulosa e incluso ruiniforme del sustrato y formado presumiblemente por fenómenos de

criptocorrosión bajo cubierta edáfica desaparecida por erosión posterior. En algún área de diaclasado especialmente regular (dolomías tableadas), se pueden distinguir incluso sectores de pavimento kárstico. En otros puntos, este lapiaz estructural en superficie se continúa bajo ésta con cavidades que pueden llegar a presentar anchura considerable (Fig. 6.1.b). Tipos de lapiaz como el *rillenkarren* (en regueros) o el lapiaz tubular se dan en afloramientos del sustrato más extensos y regulares, como en el cretácico, menos brechoide en general, o en menor medida en las dolomías tableadas del Lías.

6.3.2. Dolinas y uvalas.

Son escasas estas formas de dimensiones cartografiables, y se suelen presentar además aisladas, no formando campos.

Así, en la **sierra del Bulejo y la rampa de Alaló** (Mapa 6), apenas se distinguen media docena de dolinas y uvalas instaladas sobre la superficie M₃ que siguen las direcciones ibéricas ONO-ESE, según los pliegues y fracturas de la zona.



Fig. 6.1. a) Aspecto subsuperficial oqueroso de la superficie M-3 lenarizada. Señalado con una elipse un martillo como escala.



Fig. 6.1. b) Acumulaciones de terra rossa superficial sobre un replano estructural en calizas.

Presentan dimensiones similares todas ellas, de unos 500x300 m, y profundidades inferiores a los 20 m. No conservan acumulaciones importantes de *terra rossa*, al estar capturadas por las redes fluviales, si bien algunas presentan su fondo a cotas incluso inferiores que los valles circundantes. Se sitúan en las formaciones de Carniolas de Cortes de Tajuña y en las Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas.

En el área de los **Altos de Barahona** (Mapa 7), de relieve dominado por la superficie M₂, no se presenta prácticamente ninguna dolina cartografiada en las calizas mesozoicas. Se puede citar la existente en la M₃ en la sierra de San Jorge, al S de Barcones, muy degradada, aunque conserva en su fondo un relleno de *terra rossa* y no está abierta a la red fluvial. Sigue la orientación local ENE de la falla meridional del bloque de Barcones (direcciones guadarrámicas), y se sitúa en la formación de Carniolas de Cortes de Tajuña.

6.3.3. Poljes.

Durante las dos últimas décadas han proliferado los trabajos en los que se describen sistemas de poljes de la Cordillera Ibérica, en especial en su sector central y levantino. El reconocimiento tardío de estas depresiones y su adscripción al modelado kárstico se ha debido según GRACIA *et al.* (1996) a la dificultad de su identificación, al estar profundamente degradadas por la acción fluvial.

Dicho retraso en su estudio ha sido mayor si cabe en la provincia de Soria, de la cual SANZ (1990) comentaba que no se conocían poljes en sentido estricto; sino todo lo más, valles de límites imprecisos y fondo plano que se aproximaban a dicho término.

Las primeras depresiones de este tipo descritas corresponden a las existentes en el borde de la cuenca de Almazán con la Ibérica aragonesa, fuera del área estudiada. Así, desde HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1928) hasta el trabajo relativamente moderno de SILVÁN

(1980) se hablaba de un área de difícil drenaje consecuencia de la captura de un paleo-Duero mediterráneo por parte del actual Duero atlántico, idea hoy día completamente superada. En trabajos posteriores, como el de SANZ (1987), se define el polje de Araviana; y en ECHEVERRÍA (1989a), la depresión kárstica de Cañada Hermosa, con forma alargada no asociada a curso fluvial alguno y que presenta superficies de corrosión interna escalonadas, arcillas de descalcificación en su fondo, y un drenaje deficiente. No la considera sin embargo como un polje, al no tener bordes claramente definidos, sino una depresión fluvio-kárstica ligada principalmente a la acción fluvial del arroyo de la Vega.

Estas dificultades de interpretación también se han encontrado en la **Ibérica castellana** (comprendido el borde montañoso meridional de la zona de estudio): así, por ejemplo, VÁZQUEZ HOEHNE (1994) habla de un endorreísmo en las áreas de Conquezueta o Barahona-Navarredonda aunque no lo asocia explícitamente a sistemas de poljes, sino a la dinámica morfoevolutiva pliocena, en la que procesos de disolución de calizas en áreas planas habrían jugado un papel fundamental.

Anteriormente, AGUDO y SERRANO (1992) habían descrito la evolución geomorfológica del valle del arroyo de La Mentirrosa (Ato Henares, donde se encuentran los yacimientos arqueo-paleontológicos de Ambrona y Torralba), que reconocen como una morfología esencialmente fluvial, aun con una fase inicial pliocena de formación de depresiones kársticas de disolución según anticlinales. PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.* (1997) lo interpretan claramente como un polje modificado posteriormente por la captura de la red fluvial, como ocurre con muchas de estas depresiones en toda la Ibérica.

También en la región del Alto Henares, el trabajo de BENITO CALVO (1997) describe los poljes de Pelegrina, Arroyo de Guardera, Arroyo de la Veranosa, Arroyo de la Cabecera del Pozuelo y otros, cuyos nombres indican el hecho de que estén abiertos a la red hidrográfica y no sean funcionales; antes bien, la red actual se encuentra encajada en sus fondos.

GRACIA *et al.* (1996) estudian los sistemas de poljes de la región de Layna, al S de Arcos de Jalón, que reconocen claramente como cuaternarios y en absoluto relacionados con el yacimiento paleontológico plioceno existente en el pueblo homónimo.

Algo más alejada de la región, la depresión de Gallocanta, considerada hasta época reciente como de origen estructural, en concreto se hablaba de un semigraben (*cf.* GRACIA, 1995), ha sido reinterpretada también como un polje (GRACIA *et al.*, 1999).

Rampa de Caracena.

Este sector se caracteriza fundamentalmente por dos niveles geomorfológicos: el de las superficies erosivas terciarias M₃ y M₂, y el del encajamiento fluvial cuaternario.

Existe sin embargo también una pequeña depresión kárstica al E de Hoz de Arriba, en el lugar denominado “**La Nava**”, cuyas características llevan a interpretarla como un polje. Elíptico, de unos 1250 m de eje mayor, 700 m de eje menor y encajado unos 35 m en la superficie erosiva M₃, se dispone en dirección ONO-ESE subparalela a las grandes estructuras de la zona (pliegues y cabalgamientos), y perpendicular a la red de drenaje de su entorno, lo que resulta indicativo de una génesis no fluvial.

Afecta a diversas formaciones litoestratigráficas: en primer lugar, se ha eliminado una delgada cobertera correspondiente a los conglomerados calcáreos miocenos de borde de cuenca, y en su incisión ha afectado también a las formaciones cretácicas calizas de Moral de Hornuez y Hortezielos. Posteriormente incorporado a la red fluvial por captura del barranco de las Cañadas, se ha seguido excavando su fondo según el nivel blando de la Formación de Arenas de Utrillas, que constituyó la base no karstificable del polje. Esta acción fluvial no ha modificado sin embargo sustancialmente la morfología inicial. Su fondo lo ocupan materiales arcillosos de tipo nava (Figs. 6.2 y 6.3).



Fig. 6.2. Polje de La Nava

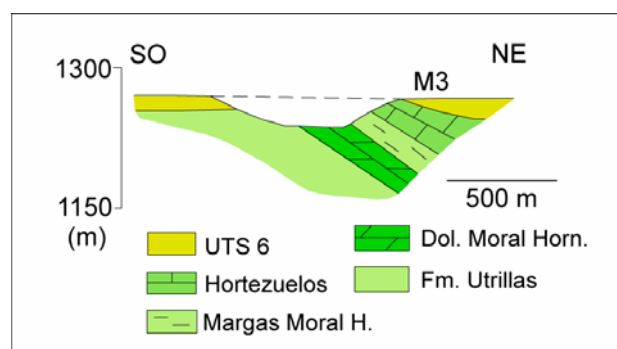


Fig. 6.3. Corte geológico-geomorfológico del polje de La Nava

Sierra del Bulejo y Retortillo de Soria (Mapa 6).

En esta área se presenta un grupo de depresiones de disolución kárstica formadas a partir de cabalgamientos y pliegues en general anticlinales, de direcciones ibéricas ONO-ESE y encajadas siempre en la superficie erosiva M₃. Existe por otro lado en el mismo sector otro polje, en la cabecera del río Talegones, que por sus particularidades estructurales y geomorfológicas merece descripción aparte.

El polje de Retortillo de Soria: Al N de este pueblo se sitúa una depresión alargada, de unos 4 x 2 km, y cuyo fondo se encuentra ocupado por el arroyo de La Vega, encajado unos 60 m en la superficie M₃. Se desarrolla por disolución del Muschelkalk carbonatado y las formaciones liásicas de Dolomías Tableadas de Imón y Carniolas de Cortes de Tajuña, mientras que su fondo no karstificable corresponde a las margas arcillosas del Keuper (Fig. 6.4).



Fig. 6.4. Polje de Retortillo de Soria, desde su borde NNO.

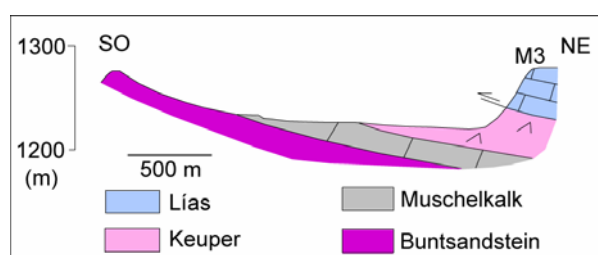


Fig. 6.5. Corte geológico-geomorfológico del polje de Retortillo de Soria.

Al N y E se encuentra limitado por fracturas que marcan escarpes netos y lo separan de la rampa de Alaló y la sierra del Bulejo, mientras que al SO limita con el Buntsandstein no karstificable de la depresión de Tiermes (Fig. 6.5). Se encuentra fuertemente degradado por la acción fluvial remontante del río Talegones, que lo capturó por su borde E a través del cañón de Torrevicente. Dicha degradación hace que no sea apenas reconocible la morfología original de depresión kárstica, y haya desaparecido cualquier posible resto de superficies de corrosión. Por otro lado, el hecho de estar limitado en uno de sus bordes por materiales no karstificables hace que se pueda clasificar como un *semipolje* (SWEETING, 1972).

Los poljes de la sierra del Bulejo: Se trata de una decena de depresiones alargadas desarrolladas a partir de los cabalgamientos y núcleos anticlinales de dirección ibérica que

caracterizan estructuralmente esta meseta elevada (Fig. 6.6; Cortes S-4 y S-5). Sólo el polje de Lodares, situado en un área de interferencia de estructuras subperpendiculares guadarrámicas e ibéricas, presenta un contorno mucho más circular.

Sus dimensiones no son muy grandes, del orden de los 2 x 0,5 km, y su encajamiento en las dolomías y carniolas liásicas no suele superar los 20 m en la superficie M₃, hasta alcanzar el nivel no karstificable. Éste suele corresponder al Keuper, si bien en el polje de Las Lagunas (el más nororiental), se sitúa en las arenas de Utrillas, al desarrollarse en un sinclinal con materiales más modernos.

Se encuentran todos abiertos a la red fluvial del río Talegones, bien directamente como el polje del Alto del Portillo (NO de Retortillo de Soria), o bien más frecuentemente a través de barrancos afluentes. Estas capturas y las pequeñas dimensiones de las depresiones motivan que en ellos no se reconozcan posibles restos de superficies de corrosión ni depósitos asociados, y que además algunos de los poljes aparezcan interconectados, circunstancia al parecer no original o coetánea en alguna de sus épocas de actividad.

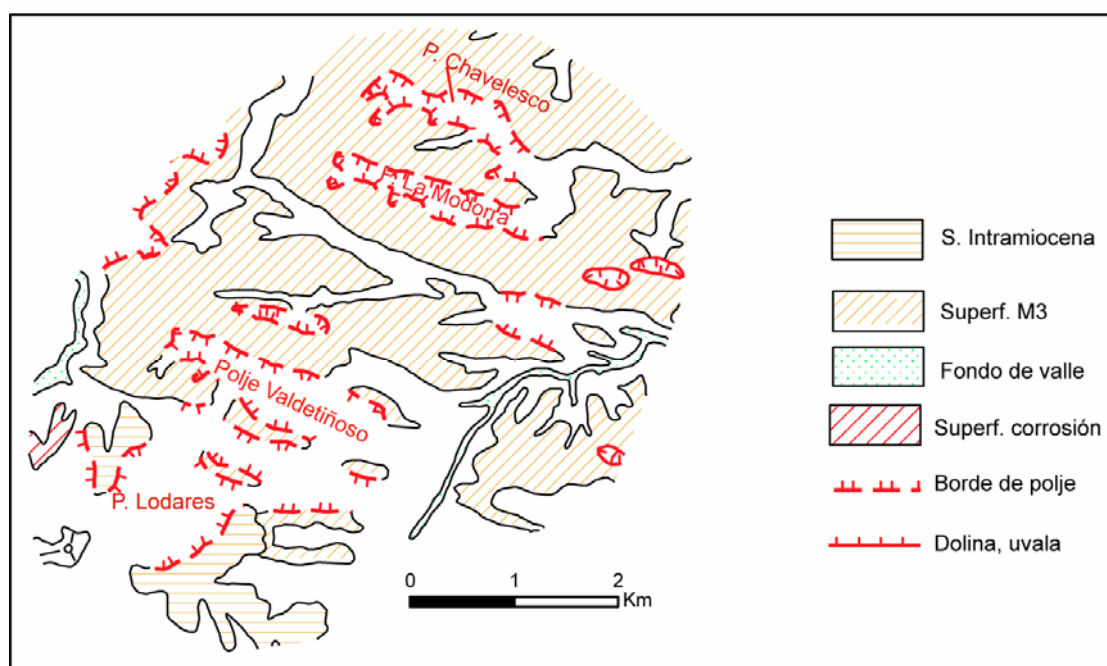


Fig. 6.6. Poljes de la sierra del Bulejo.

El polje de la cabecera del río Talegones:

Aunque desarrollado en las mismas litologías jurásicas, presenta una serie de peculiaridades respecto a los poljes de su entorno: En primer lugar, su orientación NE-SO, perpendicular a los anteriores. Por otro lado, no se encaja a partir de la superficie erosiva M_3 , sino de la anterior y más elevada de *Cumbres* o *Intramiocena*, situada a unos 1400 m de cota. Sus dimensiones son de unos 3,5 x 2 km, y presenta una superficie de corrosión en las dolomías jurásicas medianamente conservada a modo de glacis que alcanza hasta unos 1300 m de cota, lo que supone un encajamiento neto del polje de cerca de 100 m (Fig. 6.7). Esta cota del nivel de corrosión es inferior a la de la superficie M_3 en su entorno, lo que supone que el polje fue activo posteriormente a la formación de dicha superficie y se podría considerar coetáneo con los de su entorno.

En la actualidad se encuentra abierto a la red fluvial por el barranco de Retortillo, cabecera del río Talegones y arroyo esporádico incapaz de formar por sí mismo un valle de tales dimensiones, lo que apoya la interpretación de una génesis kárstica y no fluvial para la depresión. Este arroyo se encaja unos 30 m en la citada superficie de corrosión, haciendo aflorar el Keuper impermeable.

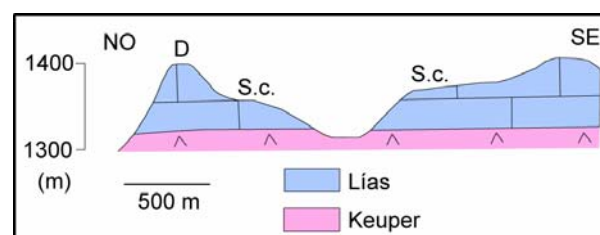


Fig. 6.7. Corte geológico-geomorfológico del polje de la cabecera del río Talegones. S.c.: Superficie de corrosión.

Altos de Barahona.

En este sector (Mapa 7), los poljes presentan peculiaridades respecto a los descritos anteriormente, como es su desarrollo a partir de la superficie erosiva M_2 en lugar de la M_3 , su situación por tanto a menor cota, su afección a litologías más variadas, como son las calizas cretácicas e incluso las miocenas, así como sus relaciones con las estructuras.

El polje de Barcones: En cuyo fondo se encuentra el pueblo homónimo y se sitúa el nacimiento del río Escalote, que actúa hoy día como desagüe de la depresión (Fig. 6.8).

Se desarrolló por disolución de las formaciones dolomíticas liásicas y triásicas, hasta alcanzar el fondo no karstificable de las facies

Buntsandstein. Sus dimensiones son de unos 5,5 x 2,5 km, con su eje mayor orientado al ENE al desarrollarse según una fractura y un anticlinal guadarrámicos que definen el bloque tectónico de Barcones (Fig. 6.9).

Presenta un nivel generalizado de corrosión a unos 1100 m, encajado unos 40 m en la superficie M₂. El río Escalote se encaja a su vez en ésta unos 10-15 m y evacua la escorrentía por su límite NE, tras atravesarlo longitudinalmente.

A pesar de la degradación fluvial, conserva sus contornos de manera bastante nítida y unos escarpes netos. En su interior presenta algún relieve residual en jurásico (un *hum*), el cerro de La Loma, preservado de la corrosión kárstica; y surgencias, como las que dan lugar al propio río Escalote o la fuente de la ermita de Barconcitos (Fig. 6.14).

El sistema de poljes de Barahona: Se trata del sistema más complejo de toda la región estudiada, con varios subsistemas que inicialmente se podrían considerar interconectados y desarrollados a partir del plano de la M₂, y posteriormente separados en depresiones inde-

pendientes. Su superficie en conjunto es de unos 35 km². Se distinguen así:

Dos áreas subcirculares, de unos 3 km de diámetro, las de Alpanseque y Barahona. Desarrolladas a partir de sendos sinclinales ocupados por materiales cretácicos, su fondo no karstificable lo constituye la formación de Arenas de Utrillas o bien las margas jurásicas de Turmiel. Se sitúan en el borde de la cuenca de Almazán con la Ibérica castellana, de modo que los materiales carbonatados afectados no se reducen a los mesozoicos, sino que abarcan también las propias calizas superiores miocenas (Unidad 6 del Terciario; Fig. 6.10).

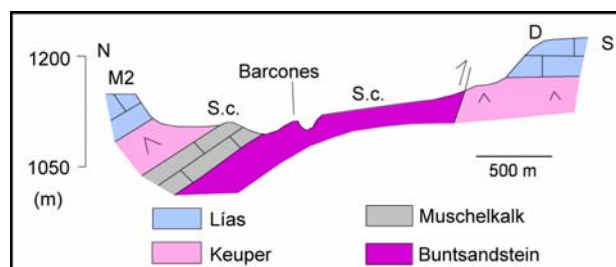


Fig. 6.9. Corte geológico-geomorfológico del polje de Barcones. S.c.: Superficie de corrosión.



Fig. 6.8. Polje de Barcones. Se observa la incisión fluvial del Escalote en su fondo, y a continuación un nivel de corrosión.



Fig. 6.10. Borde NO del polje de Barahona. Al fondo, escarpe de las calizas neógenas; a la izquierda, en el horizonte, desagüe a través del arroyo de la Hocecilla.

Se observan dos niveles de corrosión escalonados. El primero se encaja unos 8-10 m en la M_2 y se desarrolla en las calizas jurásicas, miocenas y en las arenas de Utrillas. El inferior se encaja unos 8 m en el anterior y se presenta exclusivamente en las arenas de Utrillas y margas de Turmiel, al alcanzar el nivel de corrosión una formación no karstificable. Posteriormente, en éste se encajan los fondos de valle y algún área semiendorreica. Los fondos de valle corresponden a arroyos afluentes del río Escalote, que forman una red circular alrededor de *hums* y desaguan en el borde NO de las depresiones.

Éstas actúan a su vez como colectores de unas redes de drenaje centrípetas y escasamente funcionales con arroyos y vaguadas procedentes del S.

El fondo presenta de manera extensiva un relleno de arcillas de descalcificación, en especial en las cubetas más deprimidas; mientras que alrededor de pequeñas lagunas estacionales en su mayor parte desecadas se observan arcillas y limos orgánicos.

Un área irregular, aunque aproximadamente cuadrangular, situada al NE de las anteriores (Campo Salinero). De unos 4 x 2,5 km, se desarrolla por la disolución lateral casi exclusiva de las calizas miocenas superiores subhorizontales, por lo que no adquieren una configuración alargada en ninguna dirección clara excepto en su borde meridional, de disposición E-O según formaciones carbonatadas jurásicas.

Su fondo se encaja apenas 10 m en la M_2 , y lo marcan las facies detríticas no karstificables de la Unidad 6 terciaria (infrayacentes a las facies carbonáticas), compuestas por materiales areno-arcillosos. Se trata de un área extraordinariamente plana y arreica, salpicada de numerosos fondos encharcadizos.

También recoge de manera centrípeta una red de drenaje de procedencia preferente del S, mientras que sólo presenta conexión a la red fluvial exorreica por un punto en su borde E, cerca de Pinilla del Olmo, donde un arroyo apenas funcional lo conecta al río Bordecorex.

Una alineación de poljes alargados en dirección NNE, como ramificación al SE del sistema. Con una longitud total de unos 5 km y unos 700 m de anchura, se desarrollan en las dolomías tableadas y carniolas de la base del Jurásico, y no han alcanzado una base de materiales no karstificables. La orientación se corresponde con ejes locales de pliegue.

Presentan un primer nivel de corrosión encajado unos 20 m en la superficie M_2 , y un nivel inferior ocupado por arcillas de descalcificación y líneas de drenaje que vierten a la depresión antes descrita (Campo Salinero), encajados a su vez unos 8-10 m en el nivel anterior.

El polje de Navarredonda, en el extremo SO de la alineación anterior (Fig. 6.11), se ha seguido encajando hasta los niveles del Keuper del bloque de Romanillos de Medinaceli. Su morfología es semielíptica y está condicionada por una fractura en su borde meridional. De unos 2 km de diámetro, se encaja una veintena de metros en la M_2 y constituye un área endorreica encharcadiza. No se han observado restos de posibles superficies de corrosión.



Fig. 6.11. El polje de Navarredonda, con el navajo de la Huesa en su fondo.

El polje de la Canaleja: Se sitúa al N del bloque de Romanillos de Medinaceli y del pueblo de Mezquetillas. Desarrollado en los niveles basales del Jurásico, su encajamiento no ha alcanzado niveles no karstificables del Triásico. Su contorno es elíptico, orientado según NO-SE siguiendo las direcciones locales, y sus dimensiones son de 2,5 x 1 km.

Presenta una superficie de corrosión encajada unos 10 m en la M_2 , cubierta de arcillas de descalcificación y un lapiaz extensivo, mientras que el fondo actual lo constituye un fondo de valle arcillo-carbonático y encharcadizo, abierto al arroyo de Romanillos (afluente del Bordecorex) y alimentado por la surgencia kárstica de la fuente de la Canaleja.

El borde de Arcos de Jalón.

Además del complejo polje de **Layna**, estudiado por GRACIA *et al.* (1996), con características similares a los descritos aunque al parecer bastante más complejo, se encuentra inédito el de **Radona** (Fig. 6.12), desarrollado al igual que el de Barahona en calizas mesozoicas (jurásicas) y neógenas. Encajado unos 30-40 m en la superficie M_2 , presenta una planta aproximadamente triangular por combinación de direcciones estructurales NO-SE y E-O. Su fondo no karstificable lo constituyen el triásico y las facies detríticas neógenas, que forman un replano muy continuo. Conserva alguna superficie de corrosión en calizas jurásicas y algún área endorreica en su fondo. Se encuentra incorporado a la red fluvial del río Bordecorex mediante la acequia del Torote, arroyo esporádico que presenta un brusco cambio de dirección en ángulo recto en su borde N.

El sector de Yelo-Conquezueta.

En el alto Henares, fuera del área de estudio detallado, al N de la región cartografiada por BENITO CALVO (1997), no cabe duda, como han dicho otros autores (VÁZQUEZ HOEHNE, 1994), de que las cabeceras de ríos como el Salado o el de Alcolea se pueden haber formado por captura e incisión fluvial de depresiones análogas a las descritas. En el sector de Yelo existen también algunas depresiones que, aunque igualmente incorporadas a la red fluvial exorreica, conservan con bastante nitidez rasgos que los adscriben a antiguos poljes (Fig. 6.12):

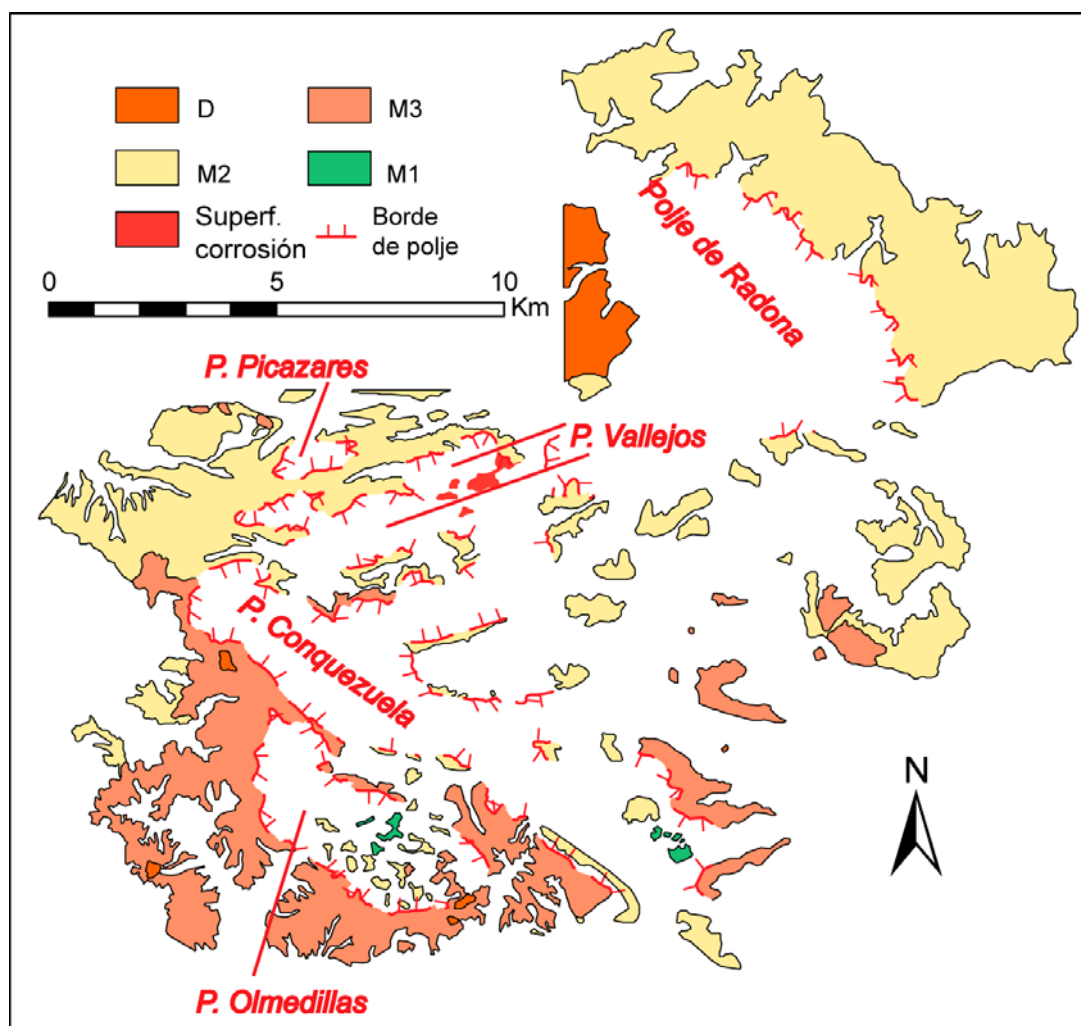


Fig. 6.12. Poljes del borde de Arcos de Jalón y el Alto Henares.

El complejo sistema de Conquezuela en triásico-jurásico, consistente en una rama principal anticlinal ibérica NO-SE, y las dos ramas de tipo homoclinal ENE-OSO de Yelo y Miño de Medinaceli. En él se han descrito diversas superficies escalonadas de erosión-corrosión, y su evolución ha sido estudiada en detalle ya que con ella se relacionan los yacimientos arqueo-paleontológicos cuaternarios de Ambroña y Torralba del Moral (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1997). Los sedimentos de algunas de sus lagunas se han estudiado recientemente con objeto de estudiar la evolución paleoambiental del entorno en los últimos milenios (THIE-MEYER y DAMBECK, 2005).

El polje anticlinal de Olmedillas, al O del anterior y de dirección NO-SE, encajado en la M₃ y desarrollado en jurásico y cretácico. Su fondo no karstificable lo constituyen margas jurásicas y las arenas de Utrillas.

El pequeño polje de Picazaros, al S de Romanillos de Medinaceli. De orientación ENE-OSO, según un sinclinal paralelo al cabalgamiento frontal del bloque de Romanillos, y labrado en las formaciones jurásicas de Cuevas Labradas, Cerro del Pez y Barahona. Su fondo no ha alcanzado un nivel no karstificable.

El sistema algo más complejo de Los Vallejos, al N de Conquezuela, con varias ramas subparalelas de dirección guadarrámica, que drenan en su totalidad al río Bordecorex por su extremo E. La rama principal es de tipo sinclinal, mientras que las secundarias se instalan también según anticlinales. Presenta dos superficies de corrosión, encajadas 12 y 20 m en la M₂, y el fondo fluvial actual unos 30 m. Conserva multitud de fondos endorreicos.

Discusión y conclusiones.

Se han descrito por tanto dos grandes regiones de **poljes** en el área estudiada de la Ibérica castellana:

La primera, situada casi exclusivamente en la sierra del Bulejo (Mapa 6; Fig. 6.6), de poljes anticlinales según direcciones preferentemente ibéricas ONO-ESE, sobre jurásico y con fondo en el triásico de facies Keuper. Se encajan en la superficie erosiva M_3 .

La segunda correspondería a los Altos de Barahona (Mapa 7) y su continuación en el Alto Henares y borde de Arcos de Jalón (Fig. 6.12), mucho más variados en cuanto a orientación y relación con las estructuras: los hay que siguen direcciones ibéricas, guadarrámicas, anticlinales, sinclinales, y los que no siguen ninguna dirección clara. Y también más variados por los materiales a que afectan: triásicos, jurásicos, cretácicos e incluso calizas miocenas terminales. Se encajan en la superficie erosiva M_2 y conservan de modo habitual superficies de corrosión y fondos endorreicos.

Es de destacar que no parece existir hasta ahora ninguna cita de formas de tipo polje desarrolladas en las formaciones calizas neógenas de la Meseta. ANDRÉS DE PABLO (1998), en la cuenca de Loranca, cita unas amplias depresiones en calizas de los ciclos de páramo, si bien son interpretadas simplemente como dolinas que han alcanzado grandes dimensiones. Aquí se han observado en los poljes de Barahona y Radona.

A modo de hipótesis, y teniendo en cuenta la posición relativa de los fondos de corrosión respecto a otros planos morfológicos en una y otra zona, se proponen dos **edades de formación** distintas:

Una más antigua para los primeros (sierra del Bulejo), cuya generación habría comenzado a partir de la superficie M_3 (Vallesiense inferior probable), y se vincularían al encajamiento propio al descenso del nivel de base que dio lugar a la superficie erosiva M_2 , fruto en gran medida, como se discutió en el capítu-

lo correspondiente, de procesos de corrosión kárstica en el Mioceno superior-Rusciniense.

Los poljes de los Altos de Barahona, Radona y Alto Henares serían más modernos, del Plioceno (posteriores a la superficie M_2). Su incorporación a la red fluvial, en el caso del polje de Conquezueta, tuvo lugar en el Pleistoceno inferior por la cabecera del río Bordecorex (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1997), lo que se puede hacer extensivo a los de su entorno; si bien la mayor parte de ellos siguen conservando cierto endorreísmo.

Ello concuerda con las edades también propuestas para la región y la Europa occidental y septentrional. Baste citar en la Ibérica los trabajos de GUTIÉRREZ ELORZA *et al.* (1982b, 1983) o GUTIÉRREZ ELORZA y VALVERDE (1994), para quienes una etapa álgida de la karstificación sería el Plioceno superior, en el que tras la acción de la fase tectónica Ibero-manchega se habrían creado las condiciones óptimas de fracturación previa y descenso del nivel de base para la formación de poljes.

La dinámica evolutiva (PEÑA *et al.*, 1987, 1989; GUTIÉRREZ ELORZA y VALVERDE, 1994; GRACIA *et al.*, 1966, 1999) parece oponer fases biostáticas, relativamente húmedas, en las que con la abundancia de vegetación y CO_2 se produciría la expansión lateral de los poljes con la consiguiente formación de las superficies de corrosión; frente a etapas más áridas, con menor vegetación y contenido de CO_2 , en las que la bajada de los niveles freáticos y un mayor aporte de detríticos conllevarían la atenuación de los procesos de corrosión criptokárstica y el predominio del encajamiento vertical que dejaría las antiguas superficies de corrosión elevadas respecto al fondo.

En la Tabla 6.1. se presenta un cuadro resumen de las características de los poljes descritos.

Tabla 6.1. Cuadro con diversas características geométricas de los poljes de la montaña meridional. En el caso de sistemas complejos, se han analizado sus distintas ramas por separado.

SECTOR	NÚMERO	DIMENSIONES MEDIAS (KM)	EJE MAYOR/ EJE MENOR	ORIENTACIONES EJE MAYOR
Montaña SO (Caracena- Sª Bulejo)	11	1,8 x 0,7	3,5	
Altos de Barahona	8	3,0 x 1,9	1,8	
Yelo-Con- quezuella y Radona	8	4,9 x 1,6	3,1	

6.3.4. Endokarst.

Poco se dirá en lo relativo a las cavidades kársticas visitables, que por sus particulares metodologías de estudio se encuentran alejadas de nuestra especialidad. Por ello, nos limitaremos a un simple comentario basado en la escasa bibliografía existente.

La única cavidad inventariada en el borde ibérico estudiado es La Covatilla, situada en el macizo cretácico de Galapagares, en la Formación de Calizas y Dolomías de Castrojimenó (Santoniense), unos 2 km al S del pueblo de Morales (Mapa 6). ARENILLAS y SÁENZ (1975) la definen como una cueva-sima, dada la inclinación de hasta 45° de su entrada, con unos 60 m de desarrollo horizontal, y que no conservaría suelos ni rellenos susceptibles de contener algún registro fósil. Como formas de interés, citan la presencia de algunos *gours* tanto fósiles como activos.

El otro sector donde se han descrito cavidades es el macizo cretácico dolomítico de Campisábalos, recogido en el reciente trabajo de BAREA (2001) sobre el endokarst del cretácico de borde del Sistema Central. Se citan siete pequeñas cavidades, de desarrollo horizontal siempre inferior a los 30 m, y en su mayor parte en las paredes de los cañones y barrancos labrados por la red fluvial. También aquí son escasas las formas y depósitos de interés.

6.3.5. Formas de emisión.

En los macizos carbonatados, el progresivo encajamiento de los propios poljes y de la red fluvial ha provocado en determinadas áreas la intersección de la superficie topográfica con diversos niveles freáticos o conducciones. En ambos casos, ello determina la existencia de **surgencias**, esto es, el afloramiento de aguas kársticas a la superficie a través de fuentes o manantiales.

La combinación de las diferentes condiciones geológicas, estructurales, geomorfológicas e hidrológicas en las que se sitúan los manantiales hace posible distinguir diversos tipos, que presentan interés para su estudio no sólo en cuanto a formas en sí mismas, sino también y como dice LLOPIS (1970), por las implicaciones morfogenéticas y morfoevolutivas regionales que pueden conllevar.

Un primer grupo de surgencias, sin duda el más importante por el número de ellas y su caudal, y como ocurre en cualquier formación acuífera (LLAMAS, 1983), es el de las situadas en los **contactos geológicos** de formaciones permeables karstificadas con formaciones de permeabilidad sensiblemente menor e incapaces de absorber la totalidad del flujo hídrico subterráneo procedente de los macizos kársticos, por lo que éste termina rebosando a superficie. Otras, las menos, se instalan en el seno

de formaciones de características litológicas en principio homogéneas, por lo que se pueden asociar por ejemplo a áreas de mayor densidad de diaclasado o a la simple intersección de un conducto kárstico por la superficie topográfica. Finalmente, también muy importantes aunque menos visibles, están las situadas bajo cauces fluviales a los que alimentan.

Las formaciones que determinan en el conjunto montañoso mesozoico una permeabilidad mucho menor que la de las formaciones carbonáticas corresponden a las intercalaciones arcillo-margosas. Aparecen como niveles estructurales especialmente proclives a la existencia de surgencias kársticas los contactos: entre el triásico en facies Muschelkalk dolomíticas con las facies Keuper margo-yesíferas; entre el propio Keuper y el jurásico carbonatado; el jurásico carbonatado y las arenas de Utrillas; y los diversos niveles calco-dolomíticos del Cretácico superior con las Formaciones de Arenas de Utrillas y el miembro margoso de la Formación de Moral de Hornuez. También son comunes las surgencias en zonas de falla, cuando del mismo modo ésta pone en contacto un sistema kárstico con una formación de menor permeabilidad.

Se procederá a continuación a una revisión sucinta de los diferentes tipos de surgencias, en función además de los sistemas kársticos a los que se asocian. Para conocer sus caudales y sus relaciones con el flujo hídrico han resultado muy útiles trabajos como los de IGME (1978, 1983), así como el propio inventario de puntos de agua del IGME.

El sistema del Muschelkalk carbonatado.

El Triásico Muschelkalk no parece en principio proclive a formar karsts de importancia: en primer lugar por su escaso espesor, que no supera los 50 m, y en segundo lugar por su litología excesivamente detrítico-margosa, aunque algo más carbonática hacia el E. Sin embargo, su disposición periférica a diversas antiformas (Tiermes, Alpedroches, Romanillos de Medinaceli) hace que a sus conductos kársticos lleguen flujos hídricos procedentes de los

núcleos plegados. Y en el contacto con las formaciones impermeables del Keuper se sitúan diversas fuentes de escasa importancia, por las que se evacua parte de dicho flujo (Fig. 6.13a).

Así ocurre en torno a Torresuso (Mapa 6), donde diversos manantiales aportan cierto caudal a arroyos que discurren superficialmente por el Keuper hasta los ríos Pedro y Manzanares.

En la depresión de Miedes, al E de Híges y de Romanillos de Atienza (Mapa 6), otras fuentes de similares características vierten a arroyos de la cabecera del río Cañamares.

En torno al bloque de Romanillos de Medinaceli (Mapa 7) son varias las surgencias de análoga disposición que vierten al arroyo de Romanillos o el río Bordecorex. El manantial de Carravaldelcubo está además asociado a la fracturación del cabalgamiento frontal del bloque.

El sistema kárstico jurásico.

En el karst formado en este grupo de formaciones predominantemente calco-dolomíticas se presentan múltiples formas de emisión, entre las que se pueden distinguir varias condiciones geológico-estructurales:

El contacto Keuper-Lías: Las fuentes de este contacto, con un jurásico carbonático subtabular situado estratigráficamente y topográficamente sobre el Keuper impermeable, que tiende a formar áreas deprimidas, resultan de una disposición estructural muy sencilla y típica. Constituyen puntos de desagüe de los karst de las rampas de Caracena y Altos de Barahona hacia depresiones triásicas como las de Tiermes y Miedes, y se trata, al igual que en el caso anterior, de surgencias que suministran caudales no excesivamente grandes (Fig. 6.13a). Entre las distintas áreas en que aparecen, se destacan las más importantes:

En el borde de la rampa de Caracena con la depresión de Tiermes (Mapa 6) se sitúan ali-

neadas diversas fuentes, algunas de las cuales abastecen a pueblos situados en dicho borde. Todas ellas desaguan finalmente al Manzanares.

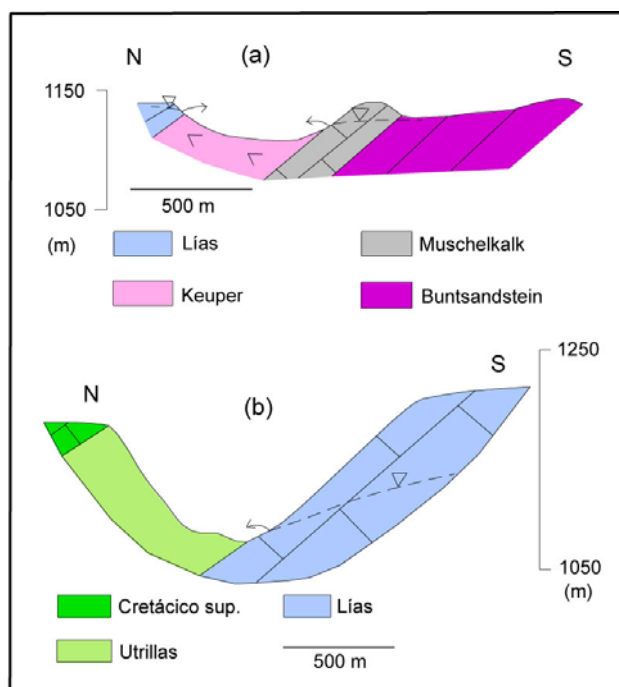


Fig. 6.13. Esquemas tipo de surgencias en el contacto Muschelkalk-Keuper y Keuper-Lías (a), y Jurásico-arenas de Utrillas (b).



Fig. 6.14. Manantial de la ermita de Barconcitos, en el polje de Barcones.

En la base del escarpe de la sierra del Bulejo con la depresión de Miedes (Mapa 6), se sitúan también diversas fuentes que drenan este macizo kárstico hacia las cabeceras de los ríos Cañamares y Escalote.

En los bordes del polje de Barcones (Mapa 7) se dan fuentes de caudal algo mayor, y que al drenar el karst de los Altos de Barahona, dan lugar al nacimiento del río Escalote. Es el caso de la de la Ermita de Barconcitos (Fig.

6.14), asociada además a la fracturación meridional del polje.

Este tipo de fuentes son muy numerosas, como se ha dicho, y se continúan según este mismo contacto por todo el borde de los Altos de Barahona con las depresiones de los ríos Dulce y Salado, en el alto Henares, así como en los poljes de la zona.

Surgencias dentro del ciclo jurásico: Las fuentes en jurásico no asociadas al contacto anterior son bastante menos comunes, y sus relaciones con la estratigrafía regional están bastante menos claras. No obstante, tienden a situarse igualmente en contactos s.l., y se han distinguido varios tipos:

De contacto estratigráfico: En el borde del sinclinal colgado (*val*) de Híges (Mapa 6), y relacionada también con el escarpe de la fractura de Somolinos, se sitúa la fuente del Estudiante en el contacto entre las formaciones de Carniolas de Cortes de Tajuña y las Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas. Da lugar al nacimiento del arroyo del Tejo, afluente del río del Manadero-Bornova (cuenca hidrográfica del Tajo).

De fracturación: En las paredes de valles y cañones como en el Caracena o el Talegotes (Mapa 6) se localizan diversas fuentes, ligadas a deformación y fracturación local, especialmente densa en algunas zonas. Es el caso entre otros de la fuente de los Argollones, al S de Alaló, que da lugar al arroyo homónimo, un tributario del Talegones. Su existencia se asociaría a un cabalgamiento que pone en contacto las Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas, de alta permeabilidad, con la base impermeable de las Margas de Cerro del Pez.

Al S de Arenillas (Mapa 7) se da una agrupación de surgencias del karst jurásico, asociadas además al plegamiento y la fracturación del borde con la cuenca de Almazán y a la presencia en los bloques cabalgados de materiales de baja permeabilidad como los niveles arenosos y margosos basales del Cretácico.

Ascendentes: En el área del polje de Barahona y Alpanseque (Mapa 7), encajado en gran parte de su extensión en las formaciones carbonatadas jurásicas, se dan también surgencias en el contacto entre las formaciones de Calizas Bioclásticas de Barahona y el conjunto calco-margoso de Turmiel, al S del pueblo de Barahona. Otras, aunque emergen preferentemente en el fondo arenoso de la Formación de Utrillas, se asocian del mismo modo a descargas del karst jurásico del sustrato.

Finalmente, en el polje de la Canaleja (Mapa 7) se sitúa la fuente de la Canaleja en el escarpe de una plataforma de corrosión con el fondo actual, en la Formación de Carniolas de Cortes de Tajuña. Da lugar en torno a la surgencia a encostramientos carbonáticos.

El contacto Jurásico-Arenas de Utrillas: La disposición a grandes rasgos homoclinal de las rampas montañosas, hace que el nivel de baja permeabilidad compuesto por las unidades arenosas y margosas basales del Cretácico suponga en muchas ocasiones una barrera a las aguas de las formaciones jurásicas karstificadas, lo que provoca su afloramiento a superficie por este flujo impedido (Fig. 6.13b):

En la rampa de Caracena (Mapa 6), sobre la propia superficie M₃ que la caracteriza en una gran extensión, se presentan un par de manantiales con la particularidad de situarse en una plataforma alta y no, como es habitual, en zonas bajas de las paredes de los valles y en general en áreas deprimidas. En una posición geomorfológica más típica, esto es, en un fondo de valle, existe la fuente de Hoz de Arriba, junto al río Manzanares, con un condicionante litoestructural análogo a las anteriores.

En la rampa de Alaló (Mapa 6) se ha localizado en disposición estructural similar la fuente de los Moros, que drena la Formación de Calizas de Barahona, cuyo flujo hacia el N está impedido por el nivel margoso jurásico de la Formación Turmiel y el cretácico arenoso de la Formación Utrillas.

En el polje de Barahona (Mapa 7), se alinean en el borde S del subsistema de Alpanseque varias fuentes que drenan el sistema liásico,

cuyo flujo hacia el N se encuentra igualmente impedido por los niveles margoso de Turmiel y arenoso de Utrillas, que constituyen el fondo del propio polje. Aportan escaso caudal a los arroyos intermitentes de la zona.

El sistema kárstico del cretácico.

En los sistemas kársticos constituidos en las unidades carbonáticas del Cretácico superior parece darse un menor número de surgencias, quizá por su menor extensión de afloramiento, pero de caudales muchas veces considerables. Aquí la mayor parte de las fuentes se sitúan en el contacto entre el conjunto calco-dolomítico superior karstificado, con su base de menor permeabilidad constituido por la formación margosa de Moral de Hornuez y las arenas de Utrillas.

El macizo de Somolinos (Mapa 6): Este macizo aparece rodeado en sus bordes con las depresiones triásicas de Tiermes al N y Condemios al S por una serie de manantiales que drenan el sistema kárstico, surgencias en muchos casos de gran importancia tanto por su caudal como por su significado geomorfológico.

En el *borde sur*, la más importante sin duda corresponde a la fuente del Manadero, al NO del pueblo de Somolinos, que da lugar junto con otras del entorno al nacimiento del río Bornova, y que constituye el desagüe de gran parte del karst del macizo. Se sitúan como se ha comentado en el contacto del macizo kárstico dolomítico (Dolomías de Somolinos) con la base margosa de la Formación de Moral de Hornuez, cuya impermeabilidad ha permitido además la formación de una laguna represada por una barrera tobácea (Fig. 6.15). Esta laguna parece no obstante el resto de un sistema algo más complejo, que consistiría probablemente en un par de lagunas escalonadas, como indica la existencia de otra barrera travertínica no funcional aguas arriba de la laguna actual (BAREA, 2001). Por otro lado, y en especial en la margen derecha, se localizan alrededor de la laguna restos de tobas laterales hasta unos 5-8 m sobre el nivel actual, mal conser-

vadas, que podrían indicar la existencia de una barrera lateral de tipo travertínico. Otras fuentes del entorno aparecen condicionadas por un mecanismo estructural similar.

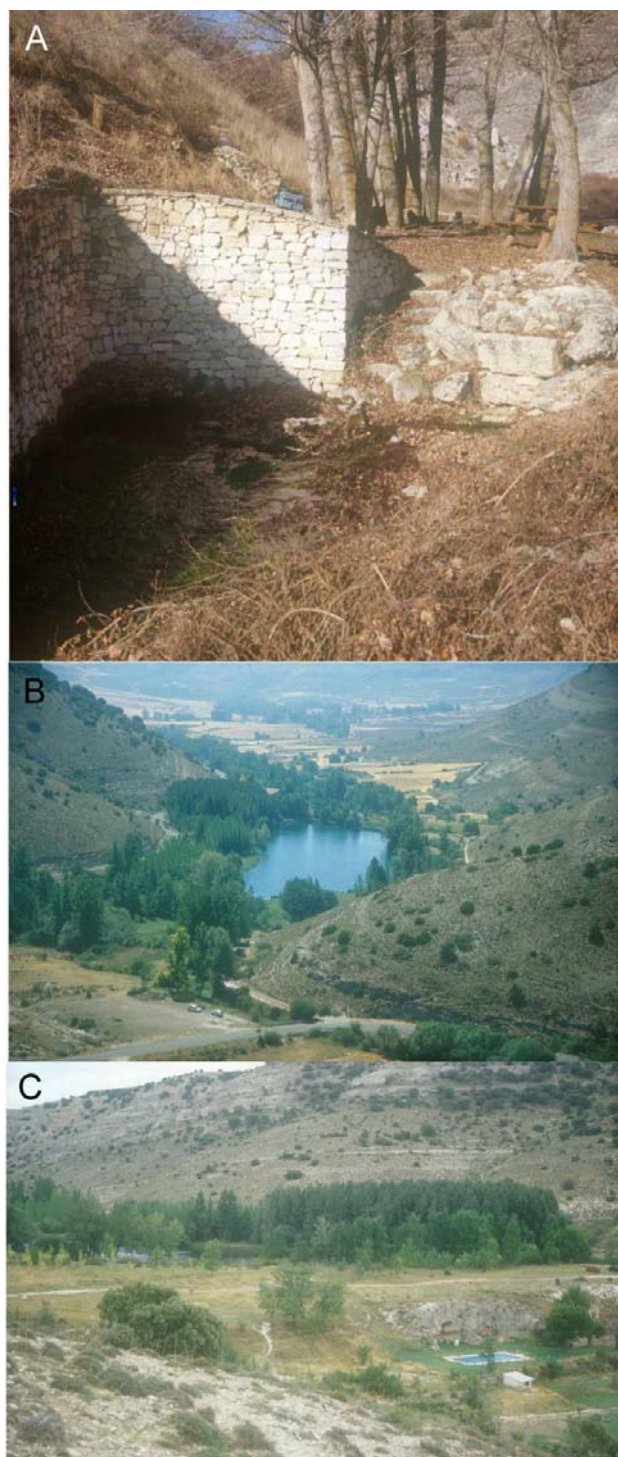


Fig. 6.15. Cabecera del río del Manadero-Bornova en el macizo de Campisábalos: a) Fuente del Manadero. b) Laguna de Somolinos. c) Barrera travertínica de la laguna de Somolinos.

En el *borde norte* del macizo la principal surgencia, situada fuera del área de estudio aunque muy cercana, corresponde al nacimiento del río Pedro, en el pueblo homónimo y en un jurásico-cretácico muy tectonizado por la acción de la falla de Somolinos.

Otras fuentes de mucha menor magnitud se encuentran en el contacto del macizo kárstico con el triásico de Tiermes, también según el cabalgamiento de Somolinos, y alimentan a arroyos de la cabecera de los ríos de Montejo, Manzanares y Caracena.

Rampa de Alaló (Mapa 6): En los distintos bloques cretácicos situados en esta área se dan también fuentes en la misma disposición estratigráfica-estructural, esto es, en el contacto del cretácico superior calizo con las margas de Moral de Hornuez y las arenas de Utrillas. La fuente de La Dehesa, en Lumías, contribuye con sus 10 l/s al caudal del río Talegon. En el borde del macizo de Galapagares existe alguna también asociada a un área de elevada fracturación.

Macizo de Vildé (Mapa 6): Aquí afloran los términos superiores del Cretácico, mucho más homogéneos litológicamente, pertenecientes a la formación de Calizas y Dolomías de Castrojimen. La escasa extensión del macizo no impide que las surgencias sean numerosas y de caudales importantes, al actuar como área de descarga de los flujos regionales (IGME, 1978). La mayor parte se sitúan en aluviales cuaternarios con origen en el macizo kárstico infrayacente, y en algunas hay aforados caudales medios de 0,5-1 m³/s.

Área de Rello (Mapa 7): Aquí las fuentes se concentran en dos núcleos principales:

- En torno al propio pueblo de Rello, en las paredes de los valles del río Escalote y del arroyo de la Hocecilla, así como en Marazovel.
- En la Riba de Escalote se localizan los Ojos, que aportan unos 50 l/s al río Escalote. Al S de este pueblo y de Arenillas, y drenantes al arroyo de las Canalejas, afluente también del río Escalote, se sitúan media docena de manantiales.

Corresponden todos ellos a surgencias del cretácico superior con base en la formación margosa de Moral de Hornuez, excepto el manantial de La Alberca en Arenillas, que drena el miembro calizo inferior de Moral de Hornuez sobre las arenas de Utrillas, que constituyen su base menos permeable.

En los sectores centrales de la cuenca de Almazán se localizan también en los pequeños afloramientos cretácicos fuentes como La Arboleda, en Berlanga de Duero (50 l/s), y otras menores en los anticlinales de Velamazán y Fuentetovar.

Síntesis y conclusiones.

Del análisis de los distintos tipos de surgencias kársticas, se puede extraer una serie de conclusiones con implicación en lo relativo a las relaciones entre la estructura, la geomorfología y el flujo hídrico en los sistemas kársticos de la zona (Tabla 6.2):

Las que drenan los pequeños karsts **en materiales del Muschelkalk** se localizan en todos los casos en vertientes septentrionales, en el contacto con el Keuper impermeable, el cual impide la circulación al flujo subterráneo procedente de áreas topográficamente elevadas situadas al sur.

En los karsts **en materiales jurásicos** las fuentes siguen también ciertos patrones en su localización, relacionados también con la configuración estructural homoclinal de los macizos.

Así, las situadas en el contacto con el Keuper impermeable basal se localizan en las vertientes meridionales y al pie de escarpes marcados.

Las situadas dentro del propio conjunto jurásico tienden a localizarse por el contrario en las vertientes de orientación septentrional de los cañones, consecuencia probablemente de las direcciones generales del flujo, de las áreas septentrionales más elevadas topográficamente hacia las meridionales más deprimidas.

Finalmente, las fuentes localizadas en el contacto entre el jurásico y el cretácico arenoso basal se sitúan en áreas más o menos planas o

con inclinación suave hacia el norte, dirección que seguiría del mismo modo el flujo hídrico que se vería impedido por el cretácico basal menos permeable.

En el caso del karst **en materiales cretácicos**, las fuentes no tienen una localización tan clara respecto a la orientación de las vertientes. Ello se debe a la disposición morfoestructural de gran número de los bloques cretácicos, que forman sinclinales colgados y aislados en gran medida del macizo jurásico infrayacente por formaciones arenosas y margosas, y donde los flujos hídricos adquieren presumiblemente una disposición centrífuga. Es el caso de los macizos de Somolinos o de la rampa de Alaló.

En el macizo Cretácico de Galapagares, de disposición estructural homoclinal en rampa hacia el norte, las fuentes se localizan según una configuración similar a la expuesta para el jurásico.

Y en su conjunto, se deduce que la circulación kárstica general se realizaría esencialmente siguiendo las direcciones de la estratificación, cuya intersección con la superficie topográfica es la que condiciona la propia existencia de las áreas surgentes. Son escasas las fuentes que se puedan asociar únicamente a fracturación o diaclasado.

Tabla 6.2. Cuadro resumen de las tipologías de surgencias kársticas en el borde montañoso meridional.

Nivel estratigráfico	Tipos de manantiales	Orientación preferente
Cretácico	De contacto, ascendentes	Muy variable
Jurásico- cretácico	De contacto	Laderas al N o áreas planas
Jurásico	De fracturación, de contacto, ascendentes	Laderas N
Jurásico- Keuper	De contacto	Laderas S

6.3.6. Fluviokarst.

Las formas fluviokársticas más representativas son los cañones y gargantas, definidos por los encajamientos de los ríos al instalarse en las formaciones carbonáticas de diversos sectores. Por otro lado, características de estos cañones son las pérdidas especialmente estivales que sufren los caudales procedentes de manantiales de cabecera; mientras que las ganancias por medio de surgencias de fondo de *thalweg* parecen darse en el Duero al atravesar el macizo kárstico de Gormaz-Vildé (IGME, 1978), donde su caudal se incrementa notablemente.

Rampas de Caracena y Alaló (Mapa 6).

Los ríos principales: Manzanares, Caracena, arroyo de Fuente Arenaza o Talegones, que nacen en el área triásica de la depresión de Tiermes, atraviesan en su discurrir hacia el N los macizos mesozoicos de las rampas de Caracena y Alaló en forma de cañones. Éstos son especialmente netos, estrechos y de paredes más empinadas al atravesar la formación más resistente de Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas. Es el caso del Manzanares en Hoz de Arriba, el Caracena aguas arriba del pueblo homónimo o el Talegones en Torrevicente (Fig. 6.16), que se encajan unos 100-130 m en la superficie M₃, o unos 80 m en la M₂. Más al O, fuera del área estudiada, el río Pedro presenta un desarrollo similar aguas abajo de Cuevas de Ayllón (NOZAL y RUBIO, 2007).

Ello contrasta con la menor cohesión de las formaciones de carniolas de la base del Jurásico, así como con el cretácico basal arenomargoso y el mioceno conglomerático, que dan lugar a gargantas más abiertas y degradadas.

La garganta del arroyo de Fuente Arenaza, en la rampa de Alaló a la altura de La Perera, presenta mayor complicación. Su margen izquierda está compuesta por la formación de Cuevas Labradas, y en su margen derecha se dispone un bloque del cretácico superior calcdolomítico, al discurrir por una falla.



Fig. 6.16. Cañón del río Talegones en Torrevicente.

Más al norte, en el macizo de Galapagares, se presentan también cañones bien definidos, al atravesar los arroyos de Fuente Arenaza, Pradejón o Los Abrigos la formación de Calizas y Dolomías de Castrojimeno, de gran homogeneidad y cohesión litológica. En este caso se encajan unos 50-70 m en la superficie Intramiocena, exhumada por eliminación de la cobertera detrítica neógena. Esto hace a su vez que en estos encajamientos epigenéticos se conserven los trazados meandriformes primitivos de los cauces.

En el caso del macizo de Vildé, el río Caracena forma un nuevo cañón al encajarse en las formaciones cretácicas siguiendo preferentemente líneas de fracturación que separan diferentes bloques.

Los ríos de este borde parecen tener unas relaciones comunes con el karst (IGME, 1978, 1983): nacen preferentemente en zonas triásicas topográficamente deprimidas, en muchas ocasiones a partir de fuentes kársticas en escarpes. Al penetrar en los macizos jurásicos sufren frecuentes **pérdidas**, careciendo casi totalmente de caudal en especial en los estíos. Hacia los sectores centrales de la cuenca, preferentemente a partir de surgencias en bloques cretácicos, todos estos ríos incrementan notablemente su caudal: el Caracena y el propio Duero, en Vildé; el Fuente Arenaza en La Perera y sobre todo en el macizo de Galapagares; o el Talegones en Lumías.

Altos de Barahona (Mapa 7).

Aquí los cañones presentan la particularidad de ser las formas resultado de la captura de poljes y en muchos casos los conectan entre sí y con las cuencas terciarias. Se pueden distinguir varios sectores:

Los cañones del Escalote y del arroyo de la Hocecilla conectan respectivamente los poljes de Barcones y Barahona con el borde terciario de Rello-Riba de Escalote, encajados unos 50-80 m en la M_2 sobre el conjunto jurásico-cretácico, y se abren al entrar en el dominio de los conglomerados y areniscas miocenos. El río Escalote se comporta de manera similar a los de la Rampa de Caracena en cuanto a sus relaciones con el flujo hídrico, con pérdidas en su tramo medio y surgencias en las zonas cretácicas de los “ojos” de Riba de Escalote y algunas fuentes en Berlanga de Duero.

El arroyo de Romanillos presenta al borde del borde triásico una garganta muy corta aunque bien definida en las carniolas de Cortes de Tajuña, hasta llegar al borde de la cuenca terciaria. Se encaja unos 30-40 m en la M_2 .

El labrado por el río Bordecorex, desde su nacimiento en el polje de Conquezuela hasta el borde de Radona con un encajamiento de unos 50 m en la M_2 , se encuentra muy degradado y mal definido, debido a la multitud de colapsos y ensanchamientos por la corrosión lateral formadora de los propios poljes. SANZ (1990) señala además que este río pierde la mayor parte de su caudal en el sumidero del Son del Agua, en Alcubilla de las Peñas.

Hacia el E, fuera del área estudiada, los cañones más o menos abiertos y labrados sobre las litologías jurásicas y las superficies M_3 y M_2 se continúan caracterizando los valles de

ríos como el Jalón, el Blanco, el Mesa o el alto Tajuña.

Macizo de Campisábalos (Mapa 6).

En los cretácicos superiores (principalmente en la Formación de Dolomías de Somolinos), BAREA (2001) describe cañones de paredes superiores a los 60 m, como los barrancos del Tejo, del Águila, arroyo del Portillo y Valquiciosa. Del mismo modo, suelen presentar diversas pérdidas de caudal en su longitud, hasta llegar al río del Manadero (Bornova), con una surgencia en cabecera mucho más constante.

Conclusiones.

De lo expuesto se han podido deducir dos grandes tipos de valles de condicionante fluvio-kárstica, que se podrían resumir en:

- Por un lado, el del río Bordecorex, en el Alto Henares y los Altos de Barahona, definido por una sucesión de depresiones kársticas (poljes) enlazadas por el propio río, en el que se combinan por tanto los procesos fluviales de encajamiento y los kársticos de disolución y ensanche lateral.
- Por otro, valles más puramente de encajamiento fluvial, en especial los de las rampas de Caracena y Alaló, de tendencia rectilínea (Caracena, Manzanares) o bien meandriformes, fruto de encajamientos epigenéticos (Talegones, macizo de Galapagares).

En cuanto a sus relaciones con el flujo hídrico, todos tienen un comportamiento similar: a partir de los manantiales de cabecera, van sufriendo pérdidas a lo largo de su tramo alto y medio, flujo que vuelve a aflorar en los tramos bajos a partir de surgencias preferentemente en las áreas cretácicas.

6.4. EL KARST DE LA MONTAÑA SEPTENTRIONAL

La megaestructura definida por las formaciones carbonáticas del Cretácico superior y las menos extensas del Jurásico inferior de la sierra de Cabrejas y la rampa de Soria, se encuentran comprendidas dentro de la **región kárstica** del borde de Cameros, o los **Afloramientos Noroccidentales de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica**, como lo nominan AYALA *et al.* (1986). La karstificación se limita casi exclusivamente a los materiales calco-dolomíticos del Cretácico superior, de unos 200-250 m de potencia, y en mucha menor medida a jurásicos en la rampa de Soria, y paleógenos en el borde de San Leonardo.

Por el origen de su alimentación, se trata de un **karst autóctono**, cuya recarga, cifrada en unos 30 Hm³/año, se realiza casi exclusivamente por infiltración de las precipitaciones por la superficie de absorción, sin aportes significativos de otros macizos. La descarga se realiza a partir de diversas fuentes situadas esencialmente en el borde S del macizo, e incluso a través de materiales terciarios del borde de la cuenca de Almazán, que lo fosilizan parcialmente.

El macizo kárstico de la **sierra de Cabrejas**, con una megaestructura general de tendencia sinclinoria, aparece aislado en su base por los materiales del Weald, Utrillas y las margas de Picofrentes, que actúan como niveles basales no karstificables y muchas veces suspendidos. En la **Rampa de Soria** se trata de bloques fallados con estructuras algo más complejas. En ambos casos, la estructura general viene dada por una fase tectónica principal de compresión N-S, que determina la dirección dominante de pliegues E-O y la alineación E-O y N-S de fracturas y de gran parte de la red fluvial.

Evolutivamente constituye un karst en **período de senilidad**, caracterizado (LLOPIS, 1970) por la desaparición o no actividad de las formas exokársticas, así como por la generación de característicos cañones y gargantas. Ello es debido al descenso de los niveles freáticos y del nivel geomorfológico general de base, que cabe situar en origen en la superficie de los Llanos de Calatañazor (Intramiocena), hasta el grado de encajamiento actual. Por otro lado, este nivel de base profundo y el relieve elevado del macizo montañoso han determinado una evolución kárstica con predominio de los flujos verticales respecto a la expansión lateral. Así, son numerosas las cuevas y surgencias que corresponden con niveles margosos en su base, que actúan como impermeables; y no existen poljes pliocenos, formas de expansión lateral tan características de la Ibérica castellana. En esta circunstancia también ha debido de influir una tectónica neógena más bien continua, sin períodos dilatados de estabilidad, hecho indicado también cuando se mencionó el no escalonamiento y desdoblamiento de superficies de erosión desde el Mioceno medio.

6.4.1. Formas y depósitos extensivos.

Al igual que en la montaña meridional, la presencia de extensas superficies de erosión terciarias, en especial la Intramiocena, sobre formaciones calizas bien estratificadas y nodulosas, provoca su comportamiento como zonas de absorción homogéneas según diversos tipos de lapiaz muy recubiertos por *terra rossa*. SANZ (1990) los reconoce como las formas menores de disolución más características, entre las que predominan los tipos estructural y el oqueroso o tubular. Lugares medianamente extensos en los que afloran son las cumbres montañosas, como el Picofrentes (SANZ, 1992a; Fig. 6.17a).

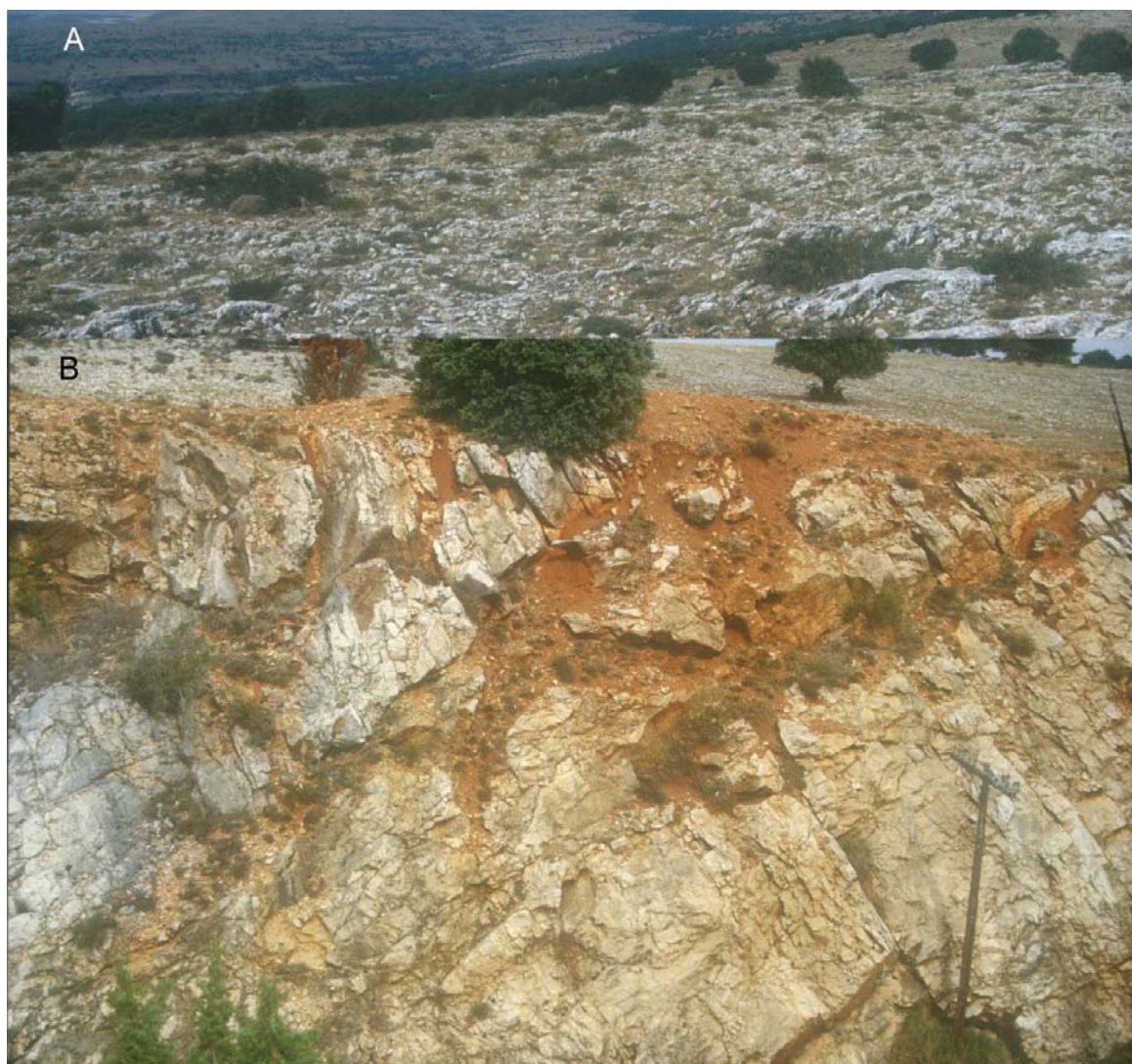


Fig. 6.17. a) Lapiaz en las cumbres del Picofrentes. b) Karstificación y acumulación de terra rossa en la Superficie Intramiocena de la Rampa de Soria. Trinchera del FF.CC. Soria-Zaragoza

Los depósitos centimétricos a decimétricos de *terra rossa* son igualmente extensivos en las superficies planas, si bien por acumulación de arroyada adquieren mayor espesor en cavidades menores, según el diaclasado; medianas, como en dolinas; o mayores extensiones, como los restos de poljes que forman parte del nivel poligénico *Sierra Llana* en la sierra de Cabrejas.

Esta *terra rossa* extensiva ha sido estudiada en mayor detalle en la hoja MAGNA nº 350 (NAVARRO, 1991a), como un depósito complejo con una fase alóctona predominantemente detrítica poligénica y polimíctica, acompañando a una fase autóctona espeleotémica de caliza que tapiza grietas y cavidades (Fig. 6.17b).

6.4.2. Dolinas y uvalas.

Autores anteriores como AYALA *et al.* (1986) o SANZ y MEDINA (1987) consideran que las formas exokársticas mayores de absorción del tipo dolinas y uvalas son escasas en la región. No obstante, en las áreas planas más extensas como son la superficie de los Llanos de Calatañazor al norte de La Cuenca y los replanos de la Sierra Llana, las dolinas de diversos tipos están bien desarrolladas y son suficientemente densas como para considerar la existencia de campos, casi exclusivamente en las formaciones de Calizas Nodulosas de Hortezielos-Monterde y en las calizas bien estratificadas de Hontoria del Pinar. Son mucho menos numerosas en el área de la Rampa de Soria.

Las dominantes son las del tipo en *cubeta*, con diámetros de 200-300 m mucho mayores que su profundidad, que rara vez supera los 5 m. Existe alguna de tipo en *embudo*, de profundidad algo mayor, así como diversas uvalas de orientación general N-S, que van pasando a E-O hacia el sur, al aproximarse a los cabalgamientos frontales de esta orientación. Algunas se alinean sucesivamente siguiendo redes de vaguadas fluviales más o menos funcionales.

Muchas de ellas concentran espesores considerables de *terra rossa*, en algún caso de extensión también cartografiable.

6.4.3. Endokarst.

Es en este karst del cretácico superior de la montaña septentrional donde se encuentran las mayores y más numerosas cavidades visitables de la región, que se pueden agrupar en varios sectores bien definidos:

- San Leonardo, a lo largo del cañón del río Lobos, fuera del área estudiada.
- Sierra de Cabrejas, con una serie de cavidades en torno a Muriel de la Fuente, así como algunas otras en el macizo de Picofrentes.
- Soria capital, en especial en Santa Ana-Los Rábanos.

La primera área ha sido estudiada anteriormente por SANZ (1992b, 1996a), quien describe al área cretácica de **San Leonardo** como poco karstificada superficialmente, aunque con un buen desarrollo del endokarst. Y aunque su desarrollo es modesto, constituye quizá la más importante de la provincia por el número de cuevas y simas, las cuales se desarrollan a partir de las calizas estratificadas en bancos gruesos de la formación de Hontoria del Pinar y se presentan en las paredes del cañón, generalmente cerca de su fondo. Entre las mismas cabe citar La Galiana, la segunda en desarrollo de la provincia de Soria, así como la cueva de El Lago. Ambas se encuentran inundadas, por lo que se pueden considerar activas.

En el entorno de **Muriel de la Fuente**, en especial en la cabecera del río Abián, son también numerosas las cavidades visitables. Quizá

la más importante sea la Fuentona de Muriel, que con sus 54 m de profundidad máxima desde su boca constituye la cavidad sumergida más profunda de las que se conocen en la Península (SANZ y MEDINA, 1984, 1987; ORTIZ, 1997). Se trata de una cavidad freática desarrollada en un fondo de saco a partir de las formaciones de las Calizas Nodulosas de Hortezuelos-Monterde y Calizas de Hontoria del Pinar, constituida por al menos dos sifones y una zona aérea entre ambos, así como un tramo con un río subterráneo. Su surgencia constituye un punto importante de drenaje del sistema kárstico, y da lugar al nacimiento del río Abián, afluente del Ucero. Estructuralmente coincide en gran parte de su desarrollo con la estratificación y con la dirección principal de diaclasado, que definen las dos orientaciones de sus galerías, con un desarrollo total cercano a los 900 m.

En el mismo entorno de la cabecera del río Abián, en las mismas unidades litoestratigráficas y siguiendo igualmente la estratificación, se sitúan otras simas y cuevas de desarrollos hectométricos. Todas ellas se encuentran por encima del nivel freático, por lo que se comportan como áreas de infiltración. En sus fondos aparecen cantos, arenas, huellas de corriente a diferentes cotas e incluso algunos *gours* secos, indicativos de actividad hídrica anterior (SANZ y MEDINA, 1984; ORTIZ, 1997).

Algo más alejada de este núcleo se sitúa 2 km al OSO de Muriel de la Fuente la Cueva Maja, en las paredes del pequeño cañón de Vallejo Perdices (río de Muriel Viejo, Fig. 6.25), sobre las calizas de Hontoria del Pinar. Aunque de desarrollo mediano condicionado igualmente por la estratificación, no se encuentra topografiada más que una primera sala en cuyos depósitos se localizó un importante yacimiento arqueológico del Bronce (SAMANIEGO *et al.*, 2001).

En la **Sierra Llana**, en el macizo del Picofrentes, se localiza igualmente en las calizas de Hontoria del Pinar la cueva de Villaciervos (SÁENZ GARCÍA, 1955; ARENILLAS e HÍGES, 1974), cuya singularidad reside en que su entrada no se sitúa en las paredes de una garganta, sino en el fondo de una torca en el

nivel plano poligénico de Sierra Llana. Su desarrollo en planta según direcciones NO viene dado por la alineación de torcas a partir de diaclasas subverticales; mientras que el desarrollo longitudinal subhorizontal (unos 120 m) se relaciona con la estratificación. En el escarpe norte de la sierra de Cabrejas se sitúan algunos abrigos, entre los que se puede destacar la gruta del Pico, sobre el apeadero de Toledillo, de unos 20 m de desarrollo según la estratificación (SÁENZ GARCÍA, 1955).

Finalmente, en el **área de Soria** (Mapa 2), en Valdecueña y las sierras de Santa Ana y El Picazo se sitúa una serie de cuevas de importancia desigual, estudiadas en los primeros trabajos espeleológicos provinciales por parte de SÁENZ GARCÍA (1954a, 1957b, 1960, 1970). La de mayor importancia es la cueva del Asno, cuya entrada se localiza en las paredes del valle del Duero en la sierra del Picazo, a unos +100 m sobre el cauce actual, que con unos 1300 m de desarrollo topografiado constituye la de mayor desarrollo de Soria. Su topografía detallada y la excavación de sus fondos de *terra rossa* se llevaron a cabo para el estudio arqueológico de su ocupación humana durante los períodos del Bronce inicial y Bronce medio-final o Hierro inicial (EIROA, 1979). Al igual que las anteriores, presenta una orientación en planta ENE, determinada por la estructura anticlinal de la sierra del Picazo, y un desarrollo subhorizontal según la estratificación.

A modo de **conclusión**, se puede deducir un patrón bastante general del endokarst de la sierra de Cabrejas y su entorno: El interior del conjunto de cavernas estudiadas resulta fuertemente condicionado en su desarrollo por la estructura. Por un lado, determinadas direcciones de diaclasado definen su orientación en planta, así como el desarrollo vertical. Por otro lado, la estratificación es la que marca el desarrollo en alzado según rampas inclinadas o subhorizontales, netamente dominantes frente a los pozos y simas verticales. De hecho, sus entradas se sitúan casi exclusivamente en las paredes de valles fluviales. Sólo la cueva de Villaciervos y alguna sima, como la Torca del

Castellano en los Llanos de Calatañazor, constituyen una excepción.

Dado que en su mayor parte se trata de cavernas vadosas, que se comportan como áreas de infiltración, son dominantes en sus fondos los **sedimentos** detríticos de diversos tipos. Sólo en la Fuentona de Muriel aparecen citadas abundantes formas de corriente.

6.4.4. Formas de emisión.

Como ocurría en la montaña meridional, el encajamiento cuaternario por parte de la red fluvial propicia la intersección de la superficie topográfica con los niveles freáticos para dar lugar a **surgencias**. Sin embargo aquí, una menor variedad lito-estructural a pesar de tratarse de un borde tectónicamente más activo que el de la Ibérica castellana, propicia del mismo modo una tipología mucho menos variada en cuanto a los manantiales y sus relaciones geológicas, estructurales y geomorfológicas. De modo que resultaría aplicable el esquema de la Tabla 6.2. en lo relativo al Cretácico, salvo lo referente a las orientaciones, mucho más variables aquí.

Así, empezando por una litoestratigrafía dominada en gran medida por el Cretácico superior calizo, las áreas de emisión se sitúan casi indefectiblemente en la base de la serie, ocupada por materiales de permeabilidad mucho menor que la del conjunto superior, como son las Margas de Picofrentes y las Arenas de Utrillas; si bien además son numerosas las fuentes situadas en los términos superiores del Cretácico en su contacto con el borde de la cuenca de Almazán, en áreas como la sierra de Hinojo o Cuevas de Soria. Otros sistemas kársticos menores, y de los que resultan igualmente surgencias de importancia menor, son los situados en la rampa de Soria correspondientes al Jurásico inferior calizo y a las calizas de Oncala, intercaladas en el megaciclo predominantemente detrítico del Weald.

De ahí además que el análisis de estas formas se va a realizar no en función de su tipología lito-estructural, sino por su distribución geográfica en diferentes áreas:

Sierra de Cabrejas (Mapa 1).

La sierra de Cabrejas constituye en gran parte un macizo kárstico aislado hidrogeológicamente en todos sus bordes excepto el meridional por formaciones de baja permeabilidad de las depresiones de la Cuerda del Pozo y Villaciervos. Esto se refleja también en su situación como macizo topográficamente colgado, lo que determina la existencia de un gran número de surgencias que tienden a rodearlo en su base en diferentes puntos, y casi sin excepción en su contacto con las mencionadas formaciones basales no karstificables. Se pueden agrupar en distintos sectores:

Área de Cabrejas del Pinar: En el borde NO de la sierra se localizan diversas fuentes que drenan el karst del cretácico subhorizontal. Su base la constituyen las margas de Picofrentes, si bien hay algunas fuentes que drenan el pequeño karst instalado en las calizas de Nuévalos, baja las mencionadas margas y sobre las arenas de Utrillas. Alimentan a diversos arroyos que drenan hacia el río de Muriel Viejo, hacia el pantano de la Cuerda del Pozo y en este grupo también entrarían las fuentes de la cabecera del arroyo de la Hoz.

En el **borde de Abejar**, en torno al collado que conecta los Llanos de Calatañazor con la depresión de la Cuerda del Pozo, se dan diversas fuentes que drenan a uno u otro lado de la sierra. Éstas tienen como base impermeable las margas de Picofrentes.

El manantial del Argullón y algunos otros drenan por otro lado el karst de los *inselbergs* y relieves de cumbres de la sierra de Cabrejas, sobre términos más modernos del Cretácico como las calizas de Hortezielos y Hontoria del Pinar. De éstos parten algunos arroyos esporádicos que discurren hacia el S en forma de vaguadas sobre la superficie Intramiocena de los Llanos de Calatañazor.

En torno al **macizo de Picofrentes-Sierra Llana**, los manantiales tienden a concentrarse en el borde meridional con base en las margas de Picofrentes, sin duda favorecidos por la estructura homoclinal hacia el S del conjunto.

La más importante es la *fuelle de La Toba*, en Fuentetoba, ya citada por PALACIOS (1890) y posteriormente estudiada por SÁENZ GARCÍA (1955), quien hace un estudio hidroológico elemental. Se trata de una surgencia de caudal considerable, hasta el punto de que en los años 1930 fue objeto de obras con el fin de que constituyera el principal abastecimiento de Soria capital. A partir de ella se producen depósitos tobáceos de tipo en cascada, de musgo o incluso empastando material coluvial. Constituye el nacimiento del río Golmayo (Fig. 6.18).

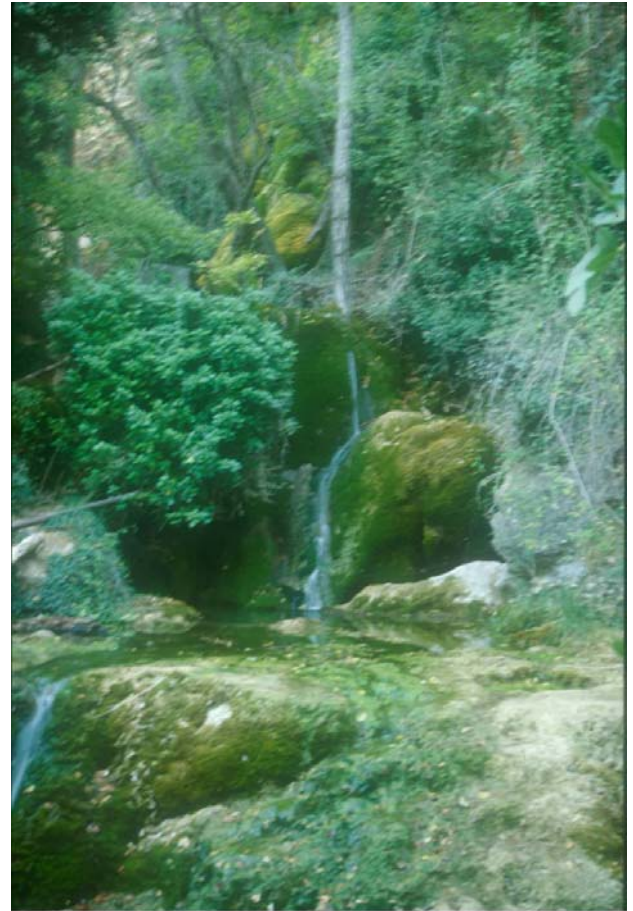


Fig. 6.18. Fuente de la Toba, en Fuentetoba, con acumulaciones de carbonatos en cascada.

Como dice SÁENZ GARCÍA (1955), a través de esta fuente se produce el drenaje de la mayor parte del flujo hídrico del macizo, de modo que las diversas fuentes situadas más al S son escasas y de caudal mucho más pobre. Entre éstas cabe citar las existentes en Villaciervos, como Fuentemarco, vinculada además a la fractura de Ocenilla (las arenas de Utrillas constituyen su base) y área de nacimiento del río Mazos.

Otras situadas más al O dan lugar al nacimiento del río Izana. Entre ellas se puede distinguir las situadas en la base de los relieves de cumbres de la sierra Llana, a partir de las calizas de Hortezielos. Fuentes topográficamente más bajas y localizadas como la mayoría en el límite entre el macizo de Cabrejas y la depresión de Villaciervos presentan la base en las margas impermeables de Picofrentes.

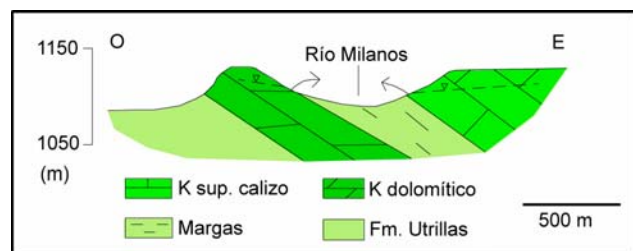


Fig. 6.19. Esquema tipo de surgencias en el anticlinal de La Cuenca.

En el **área de La Cuenca**, en torno al anticlinal desventrado cuyo núcleo topográficamente deprimido lo constituyen las arenas de Utrillas, se sitúan igualmente diversos manantiales que contribuyen al nacimiento del río Milanos. Éste discurre periclinalmente siguiendo el tramo blando de las margas de Picofrentes, que impiden el flujo del karst tanto de la formación Nuévalos como de la formación Muñecas y el resto del Cretácico superior (Fig. 6.19).

Siguiendo este modelo general de contacto geológico se presentan las surgencias del **entorno de Muriel de la Fuente**, cuyo ejemplo más representativo es la *Fuentona de Muriel*, nacimiento del río Abión con un caudal de 0,5-5 m³/s dependiendo del volumen de precipitaciones, ya mencionada al hablar del endokarst. Según las clasificaciones de LLOPIS (1970), la Fuentona (Fig. 6.20) sería una emergencia **única**, de **alimentación permanente**, surgente bajo el *thalweg* de un cauce superficial de modo ascendente aunque sin presión. Manantiales del tipo *fondo de thalweg* se siguen dando aguas abajo, incrementando progresivamente el caudal del río. Con todo ello, resulta una cabecera de valle de tipo **fondo de saco**, o *cul-de-sac* de los autores franceses, en cuanto a que se trata de una cabecera hidrográfica anómala que comienza bruscamente con una serie de surgencias; y no por jerarquización a partir

de otros colectores que existen (arroyos y barrancos), pero que no son funcionales por encontrarse sobre el nivel freático (Fig. 6.24). Por ello son también generalizados en estos últimos los fenómenos de pérdidas y no realizan prácticamente aportes al cauce principal, el Abión.

Surgencias similares aunque de caudales menores se encuentran en su entorno, como una serie de fuentes que contribuyen igualmente al caudal del río Abión y se sitúan en el anticlinal desventrado de Muriel de la Fuente en el contacto con las formaciones de Utrillas y Picofrentes. Algo más al N, el manantial de Las Navas se sitúa en el contacto del cretácico superior con el paleógeno detrítico del sinclinorio de La Mallona. Contribuye igualmente al río Abión.

Y este condicionante lito-estructural se prolonga al O fuera del área estudiada, en la zona del río Lobos y de manera especial en la fuente de La Galiana, en Uceró, situada igualmente en el contacto con las margas de Picofrentes y que da lugar al nacimiento del río Uceró (SANZ, 1996a).

En el entorno de **Calatañazor**, el río Milanos recibe aguas arriba de su confluencia con el Abión en Blacos aportes de una serie de manantiales que, aunque situados en los neógenos de borde, corresponden sin duda al karst de los materiales cretácicos inmediatamente subyacentes. El caudal conjunto estimado de estos manantiales, según el inventario de puntos de agua del IGME, ronda 1 m³/s, y asociadas a los mismos se presentan terrazas travertínicas.

En el macizo de la **sierra de Hinodejo** existen varias fuentes que evacúan el karst cretácico en su borde N con el paleógeno detrítico arcilloso del sinclinorio de La Mallona, que impide su drenaje (Fig. 6.21a). Contribuyen al río Milanos.

La fuente del arroyo de Fuenteberros constituye uno de los escasos puntos de drenaje del karst aislado por las arenas de Utrillas y desarrollado en el anticlinal jurásico de Las Fraguas (Fig. 6.21b). Constituye cabecera del río Fuentepinilla.

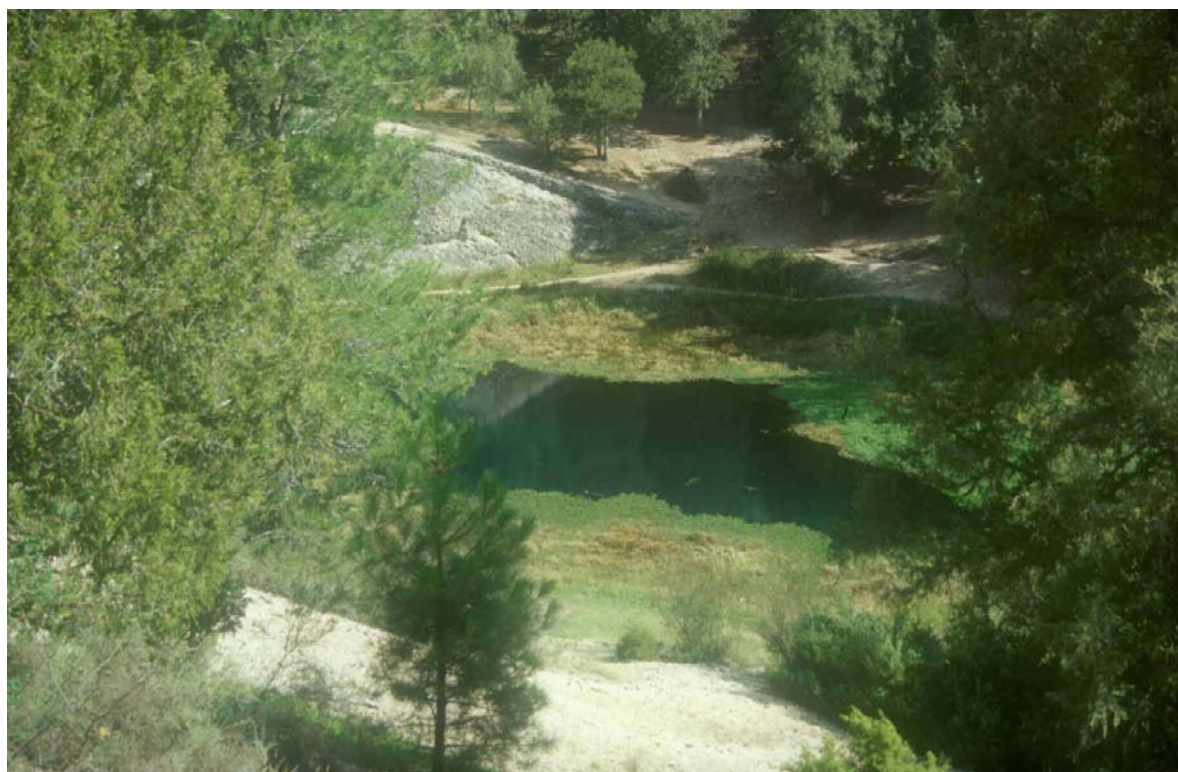


Fig. 6.20. Surgencia de la Fuentona de Muriel.

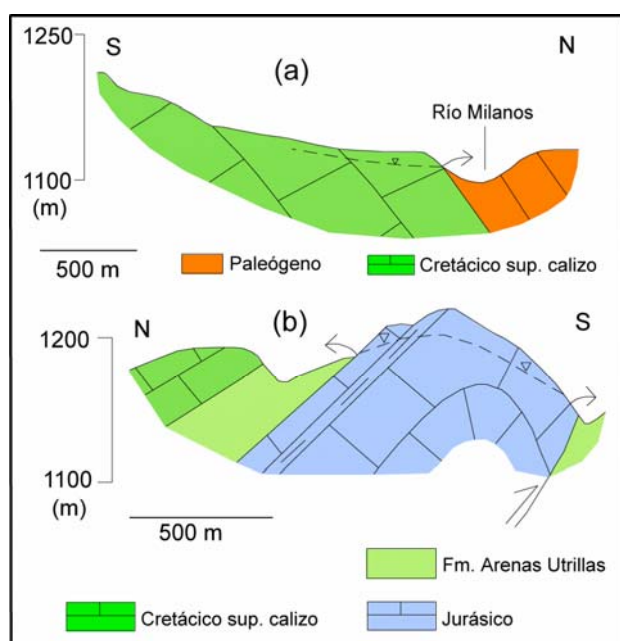


Fig. 6.21. Corte tipo de las surgencias de la sierra de Hinodejo.
A: contacto cretácico-paleógeno.
B: macizo jurásico de Las Fraguas.

Pero el principal desagüe del karst de la sierra de Hinodejo lo constituyen sin duda las áreas de turberas y formaciones travertínicas situadas ya en la cuenca terciaria del borde de Monasterio y la Rampa de La Muela, entre La Barbolla y Revilla de Calatañazor (Mapa 4),

aunque con frecuentes afloramientos de los términos superiores de un cretácico muy somero. Éstas constituyen o constituían zonas encharcables en gran parte desecadas hoy día, y que alimentan a la cabecera del río Fuentepini-lla. Algo más alejado de este núcleo aunque igualmente relacionado con el desagüe del karst cretácico se encuentra el grupo de surgencias de La Muela, que dan lugar a las turberas y formaciones travertínicas de Fuentelárbol (Fig. 6.22).

En el borde de **Cuevas de Soria** (Mapa 1), son escasas las fuentes situadas en el propio macizo cretácico, por ejemplo en las paredes del cañón del río Izana. Éstas se disponen en áreas de litología aparentemente homogénea, por lo que no constituirían en principio surgencias del tipo de contacto geológico. En el borde con la cuenca terciaria, en este caso con los paleógenos de Quintana Redonda, se vuelven a dar también en el río Izana zonas encharcadas con formación de depósitos turbosos y travertínicos, que se pueden asociar sin demasiadas dudas a surgencias procedentes del macizo kárstico cretácico. Entre ellas, el manantial del Puente está aforado en unos 11 l/s.



Fig. 6.22. Surgencia y travertinos asociados de Fuentelárbol.

En el entorno de la **sierra de San Marcos** (Mapas 1 y 2), la mayoría de las fuentes que se pueden considerar asociadas al karst del macizo se localizan en el paleógeno detrítico de su borde suroriental. Resultan escasas las surgencias situadas en el propio macizo cretácico; por ejemplo, en áreas de especial densidad de fracturación también en su borde SE, en las calizas de Hontoria del Pinar y Burgo de Osma, o con base en la formación de Arenas de Utrillas.

En su prolongación en **áreas centrales de cuenca**, como el Umbral Cretácico de Burgo de Osma (Mapa 3), hay citadas una serie de surgencias (IGME, 1981), de las que las más importantes por su caudal (unos 300 l/s), que recogen flujos regionales y vierten al Duero o el Ucero. También aparecen citadas fuentes que aportan su caudal al río Fuentepinilla en su tramo bajo (Mapa 4).

Rampa de Soria (Mapa 2).

Aquí, la menor extensión de los sistemas kársticos debida a una estructura en bloques relativamente aislados por fracturación, provoca igualmente que los manantiales sean escasos y aporten caudales bajos. Entre los más importantes se encuentran:

A partir del karst de las **calizas de Oncala** (ciclo del Weald) de la sierra del Almuerzo o el bloque cabalgado del borde de Pozalmuro, se sitúa una serie de manantiales en torno a la subcuenca de Tartajo (cuenca de Numancia), en el contacto con los detríticos terciarios o del propio Weald.

En la falda SO de la **sierra de La Pica**, y también en el contacto (en parte tectonizado) con el paleógeno del borde de la cuenca de Almazán, se sitúa un manantial que drena el macizo kárstico formado por los materiales del Cretácico superior que constituyen esta sierra (Fig. 6.23).

También cabe citar por último los manantiales que drenan los bloques de **Valdecurueña**, Santa Ana y El Picazo, atravesados sucesivamente por el río Duero, y al que aportan de manera preferente sus caudales.

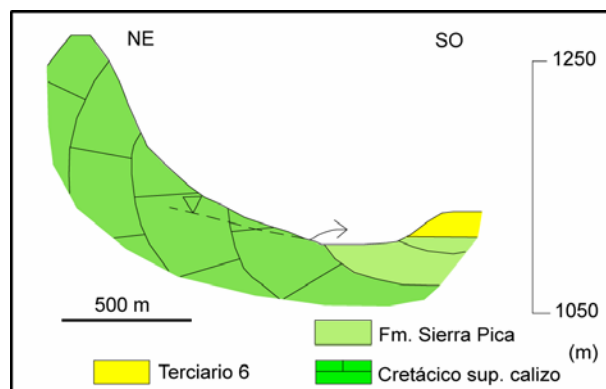


Fig. 6.23. Corte esquemático de surgencia en la falda de la sierra de La Pica.

6.4.5. Fluviokarst.

También en la montaña septentrional el fluviokarst viene caracterizado de manera fundamental por los **cañones** y hoces: SANZ (1996a) llega a citar hasta diecisiete, si bien suelen ser cortos y con escaso desnivel, no superior en general a 200 m. El más espectacular y por ello el más estudiado es el del río Lobos, en el bloque de San Leonardo, fuera del área cartografiada. Al atravesar los macizos kársticos, los ríos sufren la dinámica fluviokárstica además en forma de **ganancias** y **pérdidas** de caudal en muchos tramos, de modo que en algunos casos se puede llegar a hablar incluso de **valles muertos**.

Sierra de Cabrejas (Mapa 1).

Los cursos fluviales principales que atraviesan este macizo o nacen en él (Muriel Viejo, arroyo de la Hoz-Abión, Milanos, Izana, Mazos), se caracterizan por una dinámica hídrica muy influida por el karst: Deben en gran medida su nacimiento a la situación de diversos manantiales, como ya se expuso al hablar de las formas de emisión. Al atravesar hacia el S el macizo kárstico o las intercalaciones detríticas paleógenas, sin embargo, van perdiendo progresivamente su caudal en especial en los estíos (IGME, 1978, 1983; QUINTERO y

MANSILLA, 1981), según sumideros conocidos localmente como “simancos”. Al llegar al borde con la cuenca terciaria otra serie de surgencias muy relacionadas con la estructura geológica vuelven a aportarles caudal: es el caso de Muriel de la Fuente en el Abión, Calatañazor-Blacos en el Milanos o Cuevas de Soria en el Izana.



Fig. 6.24. Valles muertos aguas arriba de la Fuentona de Muriel.

La dinámica de encajamiento fluviokárstico también ha determinado la existencia de algún **valle muerto**, como se podrían citar algunos afluentes del arroyo de la Hoz, y que en algún caso se llegan a presentar colgados respecto al cauce principal actual (Fig. 6.24).

El cañón de mayor longitud es el del **arroyo de la Hoz**, antecedente del río Abión. Se dispone desde su nacimiento en Cabrejas del Pinar, donde sus paredes alcanzan hasta 150 m de altura al atravesar la sierra, hasta Muriel de la Fuente, de forma ininterrumpida a lo largo de unos 15 km.

Cañones más cortos, del orden de 1-2 km, forman los ríos de Muriel Viejo (Vallejo Perdiges; Fig. 6.25), arroyo Majallana (Las Peñuelas), Abión (en Avioncillo de Calatañazor) o Milanos (en Calatañazor), encajados unos 60-80 m en la Superficie Intramiocena al atravesar los anticlinales cretácicos del Temeroso y Muriel de la Fuente.

El **río Izana** genera por su parte un cañón de 3-4 km de longitud y unos 60 m de desnivel aguas arriba de Cuevas de Soria, encajado igualmente en la Superficie de los Llanos de Calatañazor.

Una característica común a prácticamente todos los cañones, y bien detectable en los tramos de mayor longitud, es su trazado meandriforme. Ello hace pensar en encajamientos epigenéticos de una red formada sobre una cobertera detrítica desmantelada que cubriría al menos parcialmente la superficie de los Llanos de Calatañazor (probablemente la Unidad 6 terciaria). Este hecho ya ha sido descrito en la sierra de Cabrejas (SANZ, 1992a), y más especialmente en el cañón del río Lobos (SANZ, 1992b, 1996a; SANZ y MENESES, 1999), área en la que se conservan algunos restos de esta cobertera terciaria.



Fig. 6.25. Cañón de Vallejo Perdices, en el río de Muriel Viejo.

La hoz del Duero en Soria (Mapa 2).

La hoz labrada por el Duero en torno a Soria capital (Fig. 6.26), de dirección N-S entre Valdecuerueña y la sierra del Picazo, hasta entrar en la cuenca terciaria, es quizá la única forma fluviookárstica reseñable en la rampa de Soria. La estructura en bloques tectonizados hace que esta hoz se instale en materiales muy diversos: formaciones del Jurásico inferior y calizas del Grupo de Oncala en Valdecuerueña, y formaciones calizas del Cretácico superior (Formaciones de Muñecas, Burgo de Osma y Santo Domingo de Silos) en los bloques de las sierras de Santa Ana y El Picazo.

La también mayor variedad geomorfológica hace que no se pueda hablar de un nivel concreto a partir del cual se produjo el encajamiento fluvial. Predomina más bien el nivel correspondiente a la *Superficie Intramiocena* exhumada, en la que el cauce actual se encaja unos 80-100 m, aunque también se encaja en restos de relieves más antiguos (*inselbergs*).



Fig. 6.26. La Hoz del Duero en torno a Soria capital.

Por otro lado, el trazado meandriforme del Duero habla de un encajamiento epigenético presumiblemente a partir de los paleógenos y de manera especial en la Formación de Bloques de Numancia (Unidad 6 terciaria), de la que se conservan escasos restos sobre el nivel erosivo intramioceno.

Fluviokarst. Conclusiones.

La conclusión esencial es quizás que los valles que atraviesan los macizos kársticos de la montaña septentrional deben su encajamiento

de manera casi exclusiva a procesos fluviales: Así, se trata esencialmente de incisión por epigénesis en materiales calcáreos, sustrato que proporciona gran estabilidad a las paredes del valle, de manera que muy frecuentemente conserva el trazado meandriforme de una red anterior desarrollada seguramente sobre materiales detríticos que cubrían la Superficie de Erosión Intramiocena (Unidad 6 terciaria). No existen evidencias para pensar que procesos kársticos puros como la disolución o el colapso de cavidades hayan sido importantes.

6.5. EL KARST DE LAS CALIZAS NEÓGENAS

Al igual que en el resto de la Meseta española, la región kárstica emplazada en las calizas neógenas subhorizontales ha recibido escasa atención en la literatura geomorfológica. Ello se debe sin duda al escaso espesor de las formaciones y a su topografía llana, lo que hace que no se desarrollen formas excesivamente vistosas.

Desde el punto de vista morfoestructural es un **karst de llanura o de mesa** en estructuras tabulares, lo cual conduce con frecuencia a fenómenos de arreísmo y endorreísmo; mientras que por el origen de la alimentación es un **karst autóctono**, cuya recarga se realiza principalmente por precipitaciones pluvio-nivales sobre la superficie de absorción. Evolutivamente constituye un **karst maduro**, caracterizado sobre todo por la conjugación de dolinas y uvalas y algún polje por corrosión lateral, ya descrito en el karst de la montaña meridional; mientras que el escaso espesor de las formaciones calizas neógenas (con base no karstificable en las facies detríticas) impide la generación de formas de derrumbe del tipo de gargantas o trincheras.

La circulación hídrica se lleva a cabo presumiblemente según diaclasas subverticales, con ausencia de cavidades amplias visitables.

6.5.1. Formas y depósitos extensivos.

Los carbonatos superiores de los ciclos neógenos se caracterizan por unos relieves planos

y extensos: principalmente condicionados por la superficie erosiva M_2 , en el caso de la Unidad superior (Terciario 6), y por sediplanos en la inferior (Terciario 5) exhumados por la evolución cuaternaria.

Con esta planitud se han generado unos depósitos de *terra rossa* extensivos y de espesores considerables, que en determinados puntos pueden alcanzar los 5-6 m. Los desarrollados sobre la superficie M_2 han sido estudiados en sus aspectos edáficos por MOLINA y ARMENTEROS (1986), y muestran unos perfiles complejos, como corresponde a unos depósitos y suelos que han sufrido una larga evolución desde que comenzaran a formarse (la superficie M_2 se ha situado aquí en el Mioceno superior-Rusciniense) hasta la actualidad. De modo general, los suelos rojos que soportan los páramos de la Meseta se han asociado a la evolución cuaternaria, en especial a las fases antiguas relativamente húmedas (VAUDOUR, 1974; GONZÁLEZ MARTÍN y ASENSIO, 1986). En cuanto a su mineralogía de arcillas, RUIZ (1991) cita illita, mica y caolinita en propiedades semejantes.

En el caso de los replanos exhumados en época relativamente reciente, como son los situados en niveles topográficos más bajos, sus depósitos son mucho más delgados y pedregosos y su grado de edafización es mucho menor.

Por otro lado, y debido a esta cubierta arcillosa, son escasos los afloramientos rocosos

del sustrato y fenómenos como la **lenarización** son meramente anecdóticos. Éstos se pueden observar especialmente en los escarpes (*cuestas*) y son principalmente del tipo en regueros (*rillenkarren*).

6.5.2. Dolinas y uvalas.

Son bastante numerosas las formas de este tipo que presentan dimensiones cartografiables sobre la M_2 , en especial en los Altos de Bordecorex y Barahona (Mapa 7). Las dolinas son del tipo **en artesa**, con fondo plano y cubierto, de profundidad (2-3 m) notablemente menor que la longitud de eje mayor (200-500 m). Su contorno es circular, o más frecuentemente elíptico, generalmente simétrico, y son escasas las que se encuentran abiertas a la red fluvial, al situarse sobre una superficie de absorción esencialmente arreica. Por ello, conservan en sus fondos potentes depósitos de arcillas de descalcificación. Con frecuencia las dolinas convergen y se alinean para formar uvalas alargadas que alcanzan longitudes de 1-1,5 km. En el resto de superficies karstificables existen también algunas dolinas, pero sus escasas dimensiones no las hacen cartografiables.

Sus orientaciones preferentes coinciden de manera clara con las de los ejes de pliegues iberomanchegos (Fig. 2.9): ENE-OSO en Bordecorex; y ESE-ONO en los Altos de Barahona, aquí con cierta frecuencia de direcciones conjugadas NNE-SSO. Sólo en las áreas sin deformación aparente, situadas más hacia el centro de la cuenca (Caltojar-Velamazán), se observa una mayor aleatoriedad en las orientaciones.

6.5.3. Fluviokarst.

La única forma fluviokárstica reseñable en estas formaciones neógenas corresponde al **cañón** que el río **Bordecorex** ha labrado desde los Altos de Radona hasta el pueblo que le da nombre (Mapa 7, Fig. 6.27), según el cual el polje de Radona queda conectado a la red fluvial.

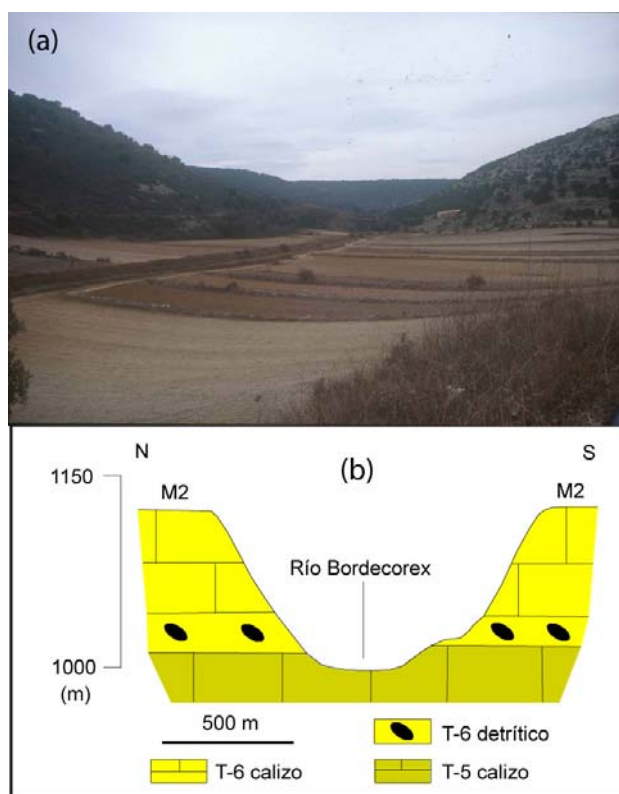


Fig. 6.27. a) El cañón del río Bordecorex, en calizas neógenas. b) Corte transversal del cañón en Fuentegelmés.

El valle se desarrolla en dirección preferente ESE-ONO a lo largo de más de 20 km, según tramos rectilíneos presumiblemente condicionados por la fracturación, mientras que apenas existen tramos meandriformes tan frecuentes en otras zonas. El fondo del valle actual se encaja hasta 120 m a partir de la superficie erosiva M_2 en las facies carbonáticas y detríticas de las unidades neógenas 5 y 6.

Debido al escaso espesor de las formaciones carbonáticas, se trata sin duda de un valle encajado fundamentalmente por epigénesis y no por procesos kársticos del tipo de los colapsos. Los niveles calizos culminantes actúan confiriendo estabilidad a las paredes.

Alejados de la zona estudiada, el valle algo más amplio labrado por el río Jalón en la zona de Arcos de Jalón sigue un patrón similar.

6.5.4. Formas de emisión.

Al tratarse de un **karst colgado**, ya que la incisión fluvial cuaternaria sitúa los cauces en general por debajo de los límites karstificables, son numerosas las surgencias periféricas situadas en las cuestas de los páramos, en el contacto con las facies detríticas terciarias de permeabilidad menor (Fig. 6.28).

Si bien existen algunos de estos manantiales en el área de Fresno de Caracena (Mapa 6), son más numerosos y de mayor caudal en torno a los Altos de Bordecorex y Barahona, al estar relacionados con una superficie de absorción mucho más extensa. Dentro de éstos, los más numerosos corresponden precisamente a

los situados en los escarpes creados por el encajamiento de la red del río Bordecorex, al que terminan aportando su caudal.

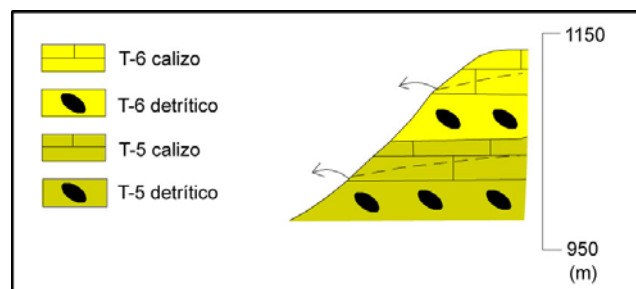


Fig. 6.28. Esquema de fuentes en calizas terciarias de páramo.

6.6. EDAD O EDADES DE LA KARSTIFICACIÓN

Ya se ha comentado que, según diversos autores (GUTIÉRREZ ELORZA *et al.*, 1982a; AYALA *et al.*, 1986; GUTIÉRREZ ELORZA y PEÑA, 1989; SANZ, 1990), la karstificación o al menos el exokarst actual sería resultado de procesos desarrollados principalmente desde el Plioceno; y de manera especial en el Plioceno superior, tras la deformación relacionada con la tectónica Iberomanchega.

Sin embargo, no cabe duda de que la karstificación es un proceso continuo y constante siempre que existan agua y afloramientos de carbonatos, sean cuales sean la velocidad de los procesos y las formas resultantes, lo cual será función entre otros factores del clima y las variaciones de los niveles de base (tectónica, endorreísmo-exorreísmo). Por ello se observan huellas de karstificación en niveles erosivos miocenos, así como en discontinuidades sedimentarias anteriores, incluso mesozoicas (p.ej., la superficie de la Mesa de Campisábalos, del Cretácico superior).

Con estas consideraciones y con los datos analizados hasta ahora, se puede establecer una secuencia evolutiva de los procesos y formas kársticos. Centrados en el Neógeno-Cuaternario, como período más determinante para la morfología actual, se podrían distinguir las siguientes etapas (Tabla 6.3):

- Tras la elaboración de la Superficie de Erosión Intramiocena, y debido a la acción tectónica, se produce un descenso del nivel de base que llevará asociada una karstificación de los replanos creados. Ésta se ha constatado especialmente en la mitad septentrional de la zona, y se traduce en la karstificación extensiva de la superficie erosiva, con formación de pequeñas cavidades y depósitos de *terra rossa*. Esta etapa se encuentra supradatada en el yacimiento de Escobosa de Calatañazor, del **Mioceno medio alto**.
- Durante el **Aragoniense superior-Vallesiense inferior** se produce la sedimentación de la Unidad 6 terciaria, al principio de manera predominantemente detrítica y con una última etapa de mayor predominio de carbonatos lacustres en condiciones más húmedas, merced probablemente a la mayor intensidad de los procesos de disolución en los bordes montañosos mesozoicos.
- El **Mioceno superior-Rusciniense** se caracterizaría por un descenso del nivel de base por la apertura exorreica de la cuenca y la acción de la tectónica *Torrelaguna*. Esto conlleva una etapa de generación de poljes y superficies de corrosión, que terminarían contribuyendo a la definición de la superficie erosiva M_2 en la montaña meridional, con

predominio de los procesos de corrosión lateral frente a la incisión vertical.

- Con las fases tectónicas *Iberomanchegas*, durante el **Plioceno** y favorecida por la fracturación asociada, tiene lugar la principal etapa de formación de poljes en la montaña meridional, en la que la alternancia de diversas fases climáticas relativamente áridas y húmedas conllevaron respectivamente etapas con predominio de la incisión vertical o la expansión lateral. Con esta etapa se asocia el yacimiento paleontológico de Layna, del límite Rusciniense-Villafranchiense (AGUIRRE *et al.*, 1974).
- Durante el **Cuaternario** los procesos fluviales tomarían un mayor protagonismo, con un mayor encajamiento de la red de drenaje y la captura de las áreas endorreicas residuales (poljes); y generación consiguiente de gargantas y cañones, así como de depósitos travertínicos en condiciones favorables.

En cuanto a la evolución más reciente, apenas existen trabajos relacionados con aspectos tan interesantes como son la influencia antrópica y la deforestación, e incluso la progresiva

aridificación del clima, en el modelado kárstico; si bien no cabe duda de que se abrirán importantes vías futuras de investigación. Aunque saliéndose en gran medida de los objetivos de este análisis, se puede citar el trabajo de COLÓN (1998), quien habla a grandes rasgos de:

- Una aceleración de los procesos de disolución, que acentuarían la génesis de formas de hundimiento y colapso (simas, dolinas), por una infiltración más rápida debido a la menor cobertura vegetal.
- Un mayor predominio de los procesos de tipo árido, como la arroyada, que lleva al aumento de depósitos gruesos frente a los arcillosos propios de etapas más húmedas. A ello contribuye también la exhumación del sustrato (lapiaces) y el aumento subsiguiente de los procesos de gelifracción.
- La paralización o ralentización de los procesos de formación de travertinos.

Tabla 6.3. Cuadro resumen de las principales etapas del karst neógeno-cuaternario en relación con la estratigrafía y la tectónica

	ESTRATIGRAFÍA	TECTÓNICA	ETAPAS DEL KARST
Cuatern.	Terrazas		Fluviokarst:
	fluviales		Cañones, travertinos
Plioceno		Iberomanchega-II	Formación de poljes
	Rus. Vill.	Iberomanchega-I	y superficies de corrosión
			(semiendorreísmo)
Mioceno	Sup.		
	Med.	Guadarrama-II	Karst de llanura
		Neocastellana	

7. EL MODELADO FLUVIAL

7.1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

La red de drenaje de la cuenca de Almazán aparece jerarquizada según dos colectores principales, de vertientes y sentidos opuestos:

Por un lado, el tercio suroriental está ocupado por la cuenca del **río Jalón**, afluente del Ebro, área no comprendida en el presente estudio. Esta red fluvial, debido a un nivel de base relativamente bajo, ha elaborado un relieve fuertemente incidido. Fisonomía que en muchos aspectos tiene más semejanzas con la de sectores centrales de la cuenca terciaria del Ebro que con la propia del Duero, en general de relieves más suaves.

Por otro lado, los dos tercios restantes de la cuenca terciaria se encuentran drenados por **la red del Duero**, principal arteria de la Meseta norte y cuyo sector adnamentino aparece recogido casi completo en el área de estudio.

El río Duero marca aquí en su recorrido la célebre “curva de ballesta” o parábola descrita por una dirección O-E del área de Urbión-Cameros, donde nace; N-S desde Garray hasta Almazán; para adquirir definitivamente la trayectoria E-O desde aquí hasta su desembocadura en Portugal.

En su conjunto, se comporta como un río de **régimen pluvionival**, al recoger las aguas procedentes desde el N de la cordillera Cantábrica y el bloque de Cameros-Demanda; y del Sistema Central desde el S, cuyas cotas sobrepasan con mucha frecuencia los 2000 m (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2005). Al S de la cuenca de Almazán, las menores cotas medias de la Ibérica castellana y los sistemas kársticos determinan un régimen peculiar, más estacional, aunque de escasa incidencia global.

En cuanto a la configuración y desarrollo del valle y del conjunto del sistema fluvial cuaternario, se pueden asumir los **tres sectores** clásicos de SOLÉ (1952): un valle amplio y con importante desarrollo de terrazas en el sector *Soria-Meseta*, al discurrir sobre los materiales de relleno de la depresión. Por el contrario, el sector mesozoico en cabecera de *Urbión-Soria*, de morfología general montañosa, y el

área paleozoica de Zamora y Portugal, muestran un Duero mucho más encajado (en especial, en las Arribes de la frontera hispano-portuguesa), de modo que sus terrazas son escasas y poco extensas (Fig. 7.1).

Antecedentes.

Los estudios anteriores sobre el sistema fluvial en la zona estudiada no son muy numerosos y suelen encuadrarse en trabajos de ámbito regional. Cabe destacar los siguientes:

HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1928, 1932b) y HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1928) describen a grandes rasgos el sistema de terrazas del Duero, centrados en gran medida en el sector soriano. En estos trabajos se sostenía la idea de que los niveles de terrazas fluviales en los ríos de la Meseta eran generalmente tres o cuatro, con cotas de entre +10 y +105 m sobre el nivel actual de los cauces, al considerar las terrazas como asociadas a la dinámica glacial (períodos lluviosos, aluvionamientos) e interglacial (períodos áridos, incisión) durante el Cuaternario. Así por ejemplo, HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1932b) define estos niveles en San Esteban de Gormaz a +6, +16, +60 y +105 m; mientras que reconoce otros de valor local, intercalados a +29 y +50 m, a los que achaca un origen poligénico.

REVENGA (1953) añade a los conocimientos de la época la realización de un primer estudio longitudinal de todo el cauce, basado en los mapas topográficos existentes. Elabora un perfil longitudinal de considerable detalle. Una aproximación anterior a ésta y realizada por MASACHS (1952) se presenta en la Fig. 7.2.

HOYOS *et al.* (1973, 1974) realizan un estudio fundamentalmente sedimentológico y mineralógico de las terrazas del Duero desde Soria hasta Peñafiel. Siguen hablando de los cuatro niveles clásicos, que en el campo de Gómara sitúan a +5-6, +10-12, +20-25 y +40 m.

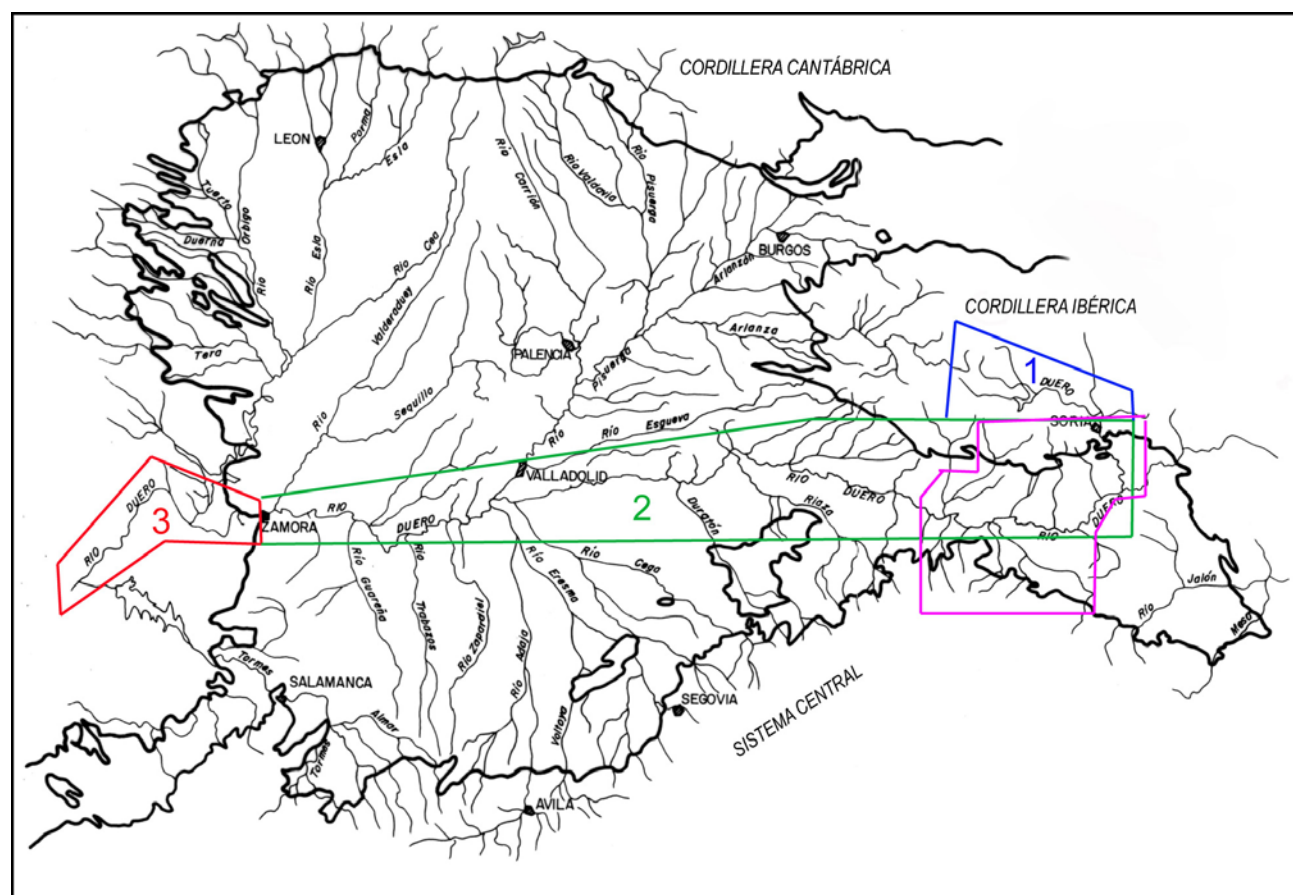


Fig. 7.1. Red de drenaje del río Duero. Sectores: 1: Urbión-Soria. 2: Soria-Meseta. 3: Área Paleozoica. Modificado de PÉREZ-GONZÁLEZ et al. (2005). En rosa, sector estudiado.

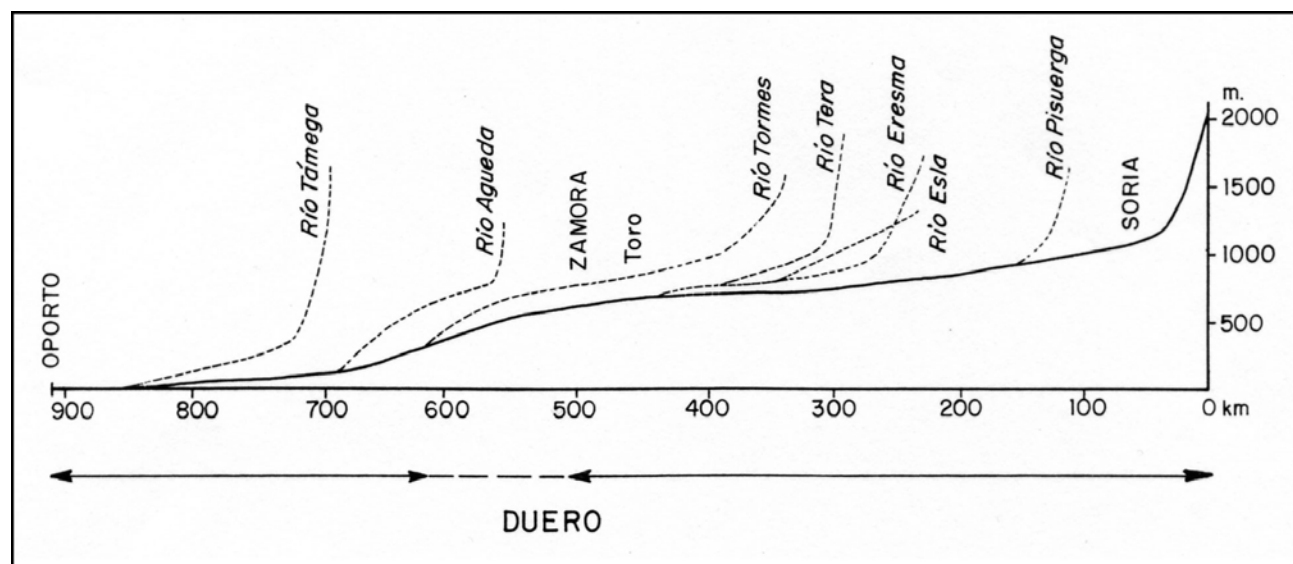


Fig. 7.2. Perfil longitudinal del Duero y afluentes principales, según MASACHS (1952).

Sin embargo, ya por esa misma época empiezan a aparecer trabajos como el de ESPEJO *et al.* (1973), donde se dice que muchas de las plataformas de gravas situadas a más de +120 m sobre el nivel de ríos meseteños como el

Esla, en León, tienen un origen netamente fluvial (terrazas) desde el punto de vista sedimentológico, edáfico, etc., y no cabe caracterizarlas como sistemas de rañas ni de

glacis-terrazas, cuestionándose el esquema clásico de los cuatro niveles.

Así se acaba fijando el modelo actual (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1982a), según el cual las principales arterias fluviales de la Meseta han dejado (salvo circunstancias locales) un gran número de terrazas, consecuencia de las condiciones morfogenéticas específicas mediterráneas de la Península Ibérica, lo que se aleja definitivamente de los anteriores modelos alpinos o norteafricanos. En el caso del Duero en su sector central de Valladolid-Castronuño son 18 los niveles definidos hasta los +147 m sobre el cauce actual (PÉREZ GONZÁLEZ, 1982a; PINEDA *et al.*, in lit.).

También se ha venido distinguiendo un elevado número de terrazas en los afluentes principales del Duero: unos 14-16 en el sistema del Esla, hasta los +160 m (TORRENT, 1976); 13 en el Cea hasta +90 m (NOZAL *et al.*, 2004); unos 14-15 en el Arlanzón, hasta +80-85 m (ZAZO *et al.*, 1983; BENITO CALVO y PÉREZ-GONZÁLEZ, 2002); hasta 16 en el Adaja-Eresma entre +8 y +92-95 m (PORTERO *et al.*, 1982b); 13 en el Tormes, entre +3-5 y +120 m (SANTONJA y PÉREZ-GONZÁLEZ, 1984). En el Águeda se han encontrado los niveles más altos de la depresión del Duero, que llegan a superar los +200 m (MARTÍN HERRERO *et al.*, 1990; SANTONJA, 1992); mientras que la secuencia más completa definida hasta ahora es la del río Carrión, con un total de 20 niveles entre +2 y +110 m, 17 de ellos de valor regional (OLIVÉ *et al.*, 1982).

Aun así, DELGADO (1988), en un estudio morfológico y sedimentológico de las terrazas del Duero en la cuenca de Almazán, sigue hablando de un máximo de **5-6 niveles** siempre inferiores a +60 m, salvo un pequeño resto en Los Rábanos a +106 m, al que asocia el comienzo del Cuaternario; mientras que las plataformas superiores de gravas serían “rañas”. Sigue asociando además los distintos niveles de terraza a los períodos glaciales e interglaciales cuaternarios, al igual que SANZ (2001) con las cuatro terrazas que reconoce en Valonsadero.

Por lo que respecta a las hojas MAGNA del sector soriano, éstas se limitan a la descripción de hasta **ocho niveles** en el Duero entre +1 y +130 m, si bien los más altos se localizarían casi exclusivamente en la hoja de Soria (NAVARRO, 1991a), sobre un sustrato pretectónico; mientras que sobre los terciarios centrales de la cuenca de Almazán no aparecerían terrazas superiores a los +65 m (FERREIRO, 1991; VALVERDE, 1991; RUIZ, 1991; LENDÍNEZ y MUÑOZ, 1991; RUIZ y VALVERDE, 1991). Conviene destacar de nuevo, como ya se hizo en el capítulo correspondiente al Terciario, que en estos trabajos se cartografió como una unidad plio-cuaternaria de gravas lo que en algunos casos son inequívocamente terrazas fluviales medias-altas.

Otro de los aspectos discutido desde antiguo fue el de la evolución del conjunto de la **red del alto Duero**, en especial respecto a la del Ebro.

Por un lado, HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1928) y HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1928, 1955-56) interpretan el brusco codo del Duero en Garray (Mapa 2) como un fenómeno de captura del que antes era un alto Duero afluente del Ebro, de dirección NO-SE y que iría a parar al Jalón atravesando el campo de Gómara por Almenar. La captura la habría realizado un primitivo Duero bajo, de dirección E-O y con cabecera cerca de Almazán. Con la erosión remontante justificarían además el encajamiento del Duero en Los Rábanos y el Cubo de la Solana. Así mismo, explica el río Rituerto como fruto de la erosión remontante que iría capturando progresivamente la red del alto Campo de Gómara e incluso el alto Araviana, según estas ideas un río anteriormente también mediterráneo. Y se explicaría también la existencia de “valles muertos” apenas funcionales de cierta envergadura y dirección NO-SE en el área de Ciria-Borobia; depresiones que trabajos posteriores han interpretado en realidad como de génesis en gran parte kárstica (SANZ, 1987; ECHEVERRÍA, 1989a).

Frente a estas hipótesis, SÁENZ GARCÍA (1953, 1958) niega la existencia de un paleo-Duero mediterráneo, basado en estudios de la

topografía y en rudimentarias reconstrucciones paleogeográficas entre Garra y el Campo de Gómara. Afirma por el contrario que el río Jalón es el que está ejerciendo una acción remontante sobre la red del Duero en el SE de la cuenca de Almazán, de modo que la divisoria Duero-Ebro se ha ido desplazando progresivamente de SE a NO en el Campo de Gómara a costa de las redes del Rituerto y Morón por el mayor gradiente de los afluentes del Jalón, de nivel de base sensiblemente más bajo que el Duero. De hecho, el río Jalón primigenio llegó en su acción remontante a atravesar las sierras mesozoicas y paleozoicas de la Ibérica aragonesa a través de Ateca, para conectar hidrológicamente las cuencas terciarias de Ebro y Almazán en su sector SE. Dentro de esta interpretación se enmarca también el trabajo de ALÍA (1942), quien describe un valle abandonado por las aguas del río Morón y capturado por la red del Jalón en el área de Radona.

Esta segunda hipótesis de un Duero siempre atlántico y un Jalón remontante está sin duda más de acuerdo con los trabajos posteriores (SÁENZ RIDRUEJO y ARENILLAS, 1987; DELGADO, 1988; CARRAL *et al.*, 1993), y el estudio y cartografía de distribución de las terrazas del Duero aquí expuestos la confirman.

La acción erosiva remontante de la red del Ebro respecto al Duero hace que la divisoria hidrográfica tampoco siga al N en la Demanda-Oncala la línea de cumbres de sierras (GONZALO, 1985), sino que los afluentes del Ebro van retrocediendo sus cabeceras en el interior de las sierras y capturando afluentes del Duero.

También la red del Tajo se comporta como más enérgica que la del Duero en el sector. Así, ya BIROT (1937) o ALÍA (1942) se dieron cuenta de la acción remontante de la primera, que hace que la divisoria actual no se encuentre en los puntos más altos de las sierras de Alto Rey y La Bodera; sino que las cabeceras de ríos como el Sorbe, Bornova, Cañamares o Salado la han llevado hacia el N, a relieves más modestos o incluso amesetados como las sierras de Pela y el Bulejo o los Altos de Barahona (Fig. 7.3).

Por último, en un trabajo reciente, FERNÁNDEZ *et al.* (2004) realizan un estudio morfométrico de la red de drenaje de la cuenca de Almazán, con mapas de envolventes, perfiles longitudinales y cálculos de índices de asimetría, de los que obtienen diversas conclusiones de tipo evolutivo.

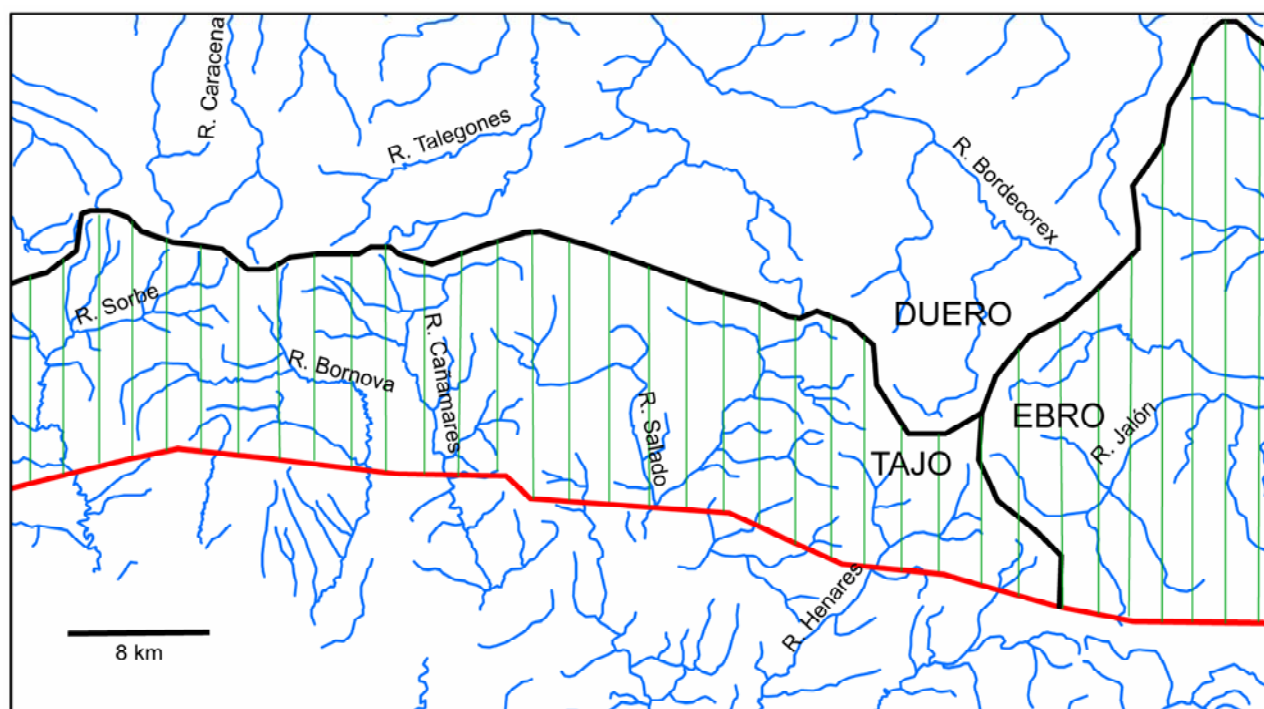


Fig. 7.3. Erosión remontante de las redes del Ebro y Tajo respecto a la del Duero (divisorias en negro). En rojo, la presumible divisoria primitiva marcada por las elevaciones de las sierras de Alto Rey, La Bodera y Ministra.

7.2. EL SISTEMA DE TERRAZAS DEL DUERO EN LA CUENCA DE ALMAZÁN

El asunto ya ha sido abordado en dos trabajos previos (RODRÍGUEZ GARCÍA y PÉREZ-GONZÁLEZ, 2002; PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2005), partiendo del análisis crítico de unas ideas previas según las cuales el sistema fluvial en la cuenca de Almazán presentaría dos peculiaridades:

- Un número reducido de terrazas.
- Ausencia de terrazas altas, en especial en la cuenca terciaria.

Sin embargo, como indica PÉREZ-GONZÁLEZ (1982a), un número reducido de terrazas sólo se presenta en la Meseta ante determinadas características del valle fluvial, como subsidencia regional o un sustrato karstificable o resistente en el que predominara la incisión frente al aluvionamiento lateral, lo que ocurre por ejemplo en los bloques mesozoicos del área de Soria-Los Rábanos.

Por otro lado, la inexistencia de terrazas por encima de +65 m, sí descritas en otros sectores; y la situación de la superficie poligénica M₂, por encima de los +200 m, fijada como nivel de inicio de la incisión fluvial de la red exorreica subactual, supondría la ausencia de formas y depósitos fluviales de la mayor parte del Cuaternario.

Así, se ha podido comprobar que gran parte de los replanos sobre gravas silíceas de la margen derecha del Duero, interpretados hasta ahora como estructurales o como glacis desarrollados en una formación plio-cuaternaria de gran espesor, quizá emparentada con las rañas a modo de culminación del relleno neógeno de la cuenca (HOYOS *et al.*, 1973; DELGADO, 1988; ARMENTEROS y MEDIIVILLA, 1997), corresponden en realidad a un sistema escalonado de terrazas altas colgadas; y ni siquiera a una primera generación antigua de terrazas solapadas como apuntaban CARRAL *et al.* (1993).

7.2.1. Sectores.

Depresión de la Cuerda del Pozo.

En este sector, fuera del área de estudio, el río Duero discurre encajado sobre las facies Weald predominantemente detríticas. Las terrazas ocupan una gran superficie, si bien el número de niveles no pasa de 4-5. La singularidad reside aquí en la configuración de un valle amplio (Fig. 7.4) con gran desarrollo y espesor de las terrazas más bajas (hasta 50 m medidos mediante técnicas de subsuelo) estudiadas por SANZ (2001), quien aduce un control neotectónico para la cubeta cuaternaria de Hinojosa de la Sierra.

Soria-Los Rábanos.

El sector (Mapa 2) aparece caracterizado por dos niveles morfológicos bien diferenciados en la evolución vertical de encajamiento del sistema fluvial: por un lado, existen terrazas altas establecidas sobre las formaciones más recientes del Neógeno y sobre el Weald en torno a Soria capital, al ser los materiales más favorables para el aluvionamiento lateral. Por el contrario, al encajarse en los macizos carbonáticos mesozoicos de Los Rábanos, el canal se construye y no se desarrollan terrazas medias o bajas, que sí aparecen por el contrario al N, en la depresión de Numancia en la confluencia con el río Tera.

Este encajamiento por epigénesis a partir de una red instalada sobre detríticos terciarios superiores explica en el sector el fuerte encajamiento del río, sin necesidad de aducir fenómenos de captura como la supuesta de Garay (HERNÁNDEZ-PACHECO, F., 1928; PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1994). Revisada la posibilidad de que un antiguo Duero hubiese circulado efectivamente desde Garay por el collado de Cadosa y por Alconaba (entre las sierras de Santa Ana y Cerro Tiñoso) para conectar con el curso actual del Duero a través del río Madre, se concluye que la falta de depósitos y formas fluviales, así como las cotas existentes, superiores a 1.110 m, hacen descar-

tarla. Según la situación y distribución de la secuencia de terrazas, el Duero circuló siempre en este tramo siguiendo aproximadamente la trayectoria actual, dejando las sierras de Santa Ana y El Picazo a su izquierda; por lo que el “codo” de Garay sería una simple consecuencia de las direcciones predominantes de fractura, y no de la captura de un curso secundario remontante desde Tardajos de Duero.

Pinares de Almazán.

Es el área donde la secuencia de terrazas se presenta más completa y con mayor extensión superficial (Mapas 4, 5 y 7); y corresponde a los sectores de Ituro y Almazán de la Tabla. 7.1. Aquí las terrazas, en especial las más altas, aparecen fundamentalmente en la margen derecha, configurando un valle fuertemente asimétrico, con una margen izquierda caracterizada más bien por un escalonamiento en replanos estructurales del Neógeno hasta alcanzar la superficie M_2 culminante que enla-

za con los relieves montañosos meridionales (Fig. 7.5). El progresivo desplazamiento del canal hacia el sur a lo largo del Cuaternario se puede asociar a la elevación relativa del frente de Cameros-Demanda (borde de la sierra de Cabrejas) respecto a la propia cuenca de Almazán.

El sistema de terrazas altas ha generado aquí además una inversión de relieve, según la cual lo que antes eran los fondos de valle (las terrazas) se sitúan ahora en las partes topográficamente más elevadas. Ello es debido a que las terrazas se han preservado por la mayor resistencia a la erosión de las gravas cuaternarias frente a los materiales más lábiles del sustrato, arenas y arcillas terciarias, sustrato a partir del cual se han labrado, además del propio valle del Duero, las depresiones de Fuentepinilla, Quintana Redonda y gran parte del Campo de Gómara.



Fig. 7.4. Valle del alto Duero, replanos de terraza en Valonsadero y estribaciones orientales de la sierra de Carcaña.

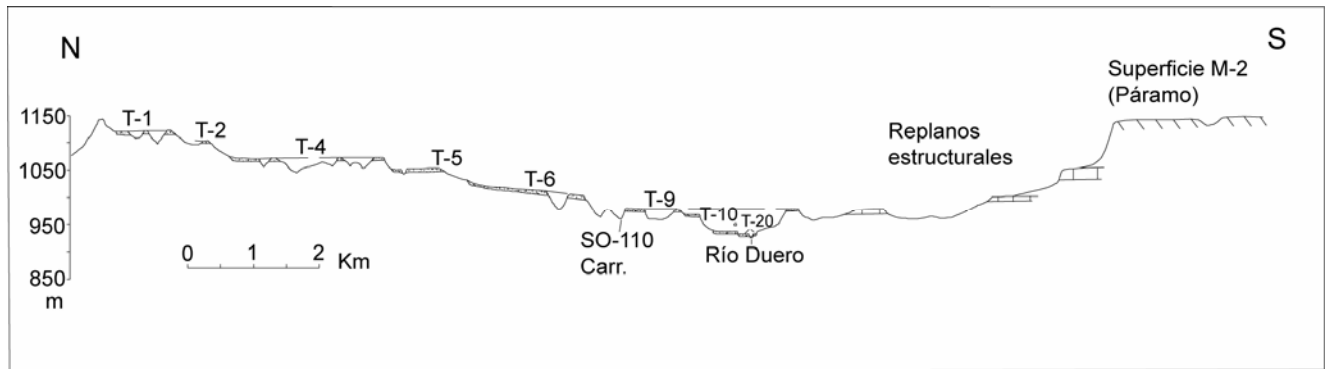


Fig. 7.5. Perfil transversal del valle del Duero en el sector central de la cuenca de Almazán.

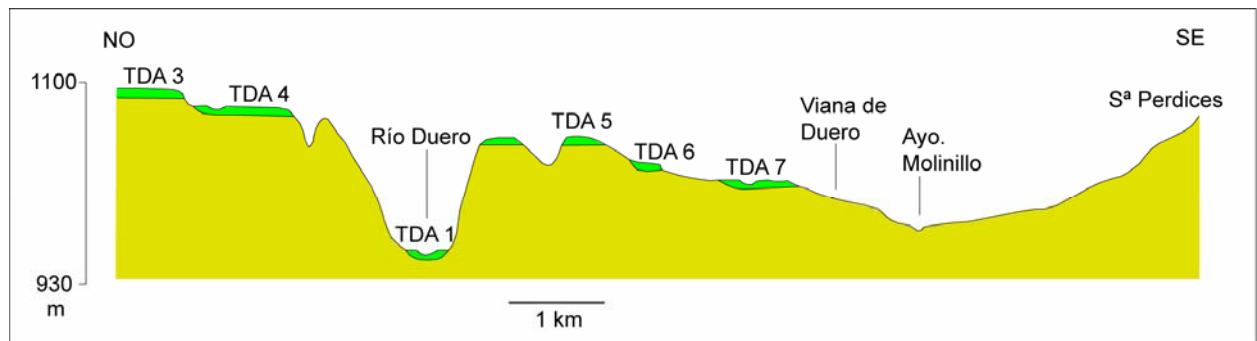


Fig. 7.6. Perfil transversal del valle del Duero a la altura de Viana de Duero.

Otra singularidad del sector la muestra el encajamiento fuerte del canal en torno a Viana de Duero (Mapa 5). Del brusco codo del Duero en Almarail, en su confluencia con el Rituerto, y en especial del perfil transversal de las terrazas (Fig. 7.6), se deduce que el encajamiento de este tramo es fruto de la captura y el abandono de un sector del valle por parte de un curso secundario que habría ejercido su acción remontante aproximadamente desde Almazán hasta Almarail, pasando por Baniel y Valdespina, con una trayectoria casi en ángulo recto.

El antiguo Duero abandonado circularía por la campiña de Viana de Duero, en una vaguada hoy ocupada en gran parte por el arroyo del Molinillo.

Para establecer el momento definitivo de la captura se ha de estudiar la distribución de terrazas en ambos valles: el abandonado y el actual. En el primero, el nivel más bajo corresponde a TDA₇ (+75-80 m); y en el segundo se distingue ya en varios puntos el nivel TDA₈ (+55-58 m), aunque no aparece recogido en el perfil de la Fig. 7.6, mientras que TDA₇ aparece representado por algún glacis, acorde con la

mayor incidencia de procesos de ladera que puramente fluviales de lo que sería un valle no principal. Por ello, se puede situar la captura y el abandono de este brazo del Duero entre estos dos niveles, lo que hace pensar en un Cuaternario antiguo, quizás entre el Pleistoceno inferior alto y el Pleistoceno medio (Tabla 7.1).

Osmá.

En este sector (Mapas 3 y 6), la mayor degradación impuesta por las redes fluviales del río Ucero y afluentes ha hecho desaparecer gran parte de las terrazas medias-altas, sin generar relieves específicos por el escaso contraste litológico con un sustrato neógeno también de arenas y gravas. Es de destacar sin embargo la gran extensión de las terrazas bajas, en especial en La Rasa, lo que para RUIZ y VALVERDE (1991) es fruto de la neotectónica.

Tabla 7.1. Niveles de terraza del Duero en la cuenca de Almazán (TDA) y sus cotas relativas en los diferentes sectores estudiados. Se indican también los límites tentativos de edades y algunos yacimientos arqueológicos del Duero (según Santonja y Pérez-González, 1984).
B: Burganes. C: Castronuño. M: Monfarracinas, Toro.

		TDA	SORIA	IT UERO	ALMAZÁN	OSMA
HOLOCENO		20	+3,5-4	+3,5-4	+3,5-4	+3,5-4
		19	+5-6	+5-6	+5-7	+5-7
10.000		18		+7-9	+7-8	
		17	+8-10		+8-10	+8-9
PLEISTOCENO SUPERIOR		16	+10-11	+10-12	+11-13	+12-13
		15	+13-16	+13-17	+14-16	
128.000	B	14	+18-21		+18-22	+17-19
	C	13	+23-26	+20-25	+22-27	+22-26
		12	+28-30	+27-30	+27-33	+28-31
PLEISTOCENO MEDIO		11	+34-36	+34-39	+34-35	+35
		10	+40-47	+40-45	+38-45	+40-43
		9	+50-53	+49-54	+47-52	+47-50
		8	+60-62	+55-58	+57-60	+57-59
780.000	M	7	+77-82	+75-80	+75-80	+75-80
		6	+90	+90-105	+90-105	+90-100
		5	+105-115	+110	+110	+105-115
PLEISTOCENO INFERIOR		4	+120-125	+120-125	+120-125	+125
		3	+130-135	+130-140	+135-140	
		2	+145-150	+150	+150	
		1		+160-170	+160-170	

San Esteban de Gormaz.

Por último, inmediatamente al O del área de estudio y en el paso a la cuenca del Duero s.s. el sistema fluvial adquiere otras características, con las terrazas dispuestas principalmente en la margen izquierda y con un número menor de niveles, que NOZAL (2006) fija en torno a 9, entre los +2-5 y +85 m, además de un desnivel mínimo, del orden del 1,2‰ (GARCÍA MERINO, 1968). El valle se estrecha considerablemente, reduciéndose a 2-3 km de anchura, enmarcado por las cuestas del Páramo.

Conclusiones. Establecimiento de niveles de terraza.

De este modo el número de niveles de terrazas del Duero en la cuenca de Almazán se ha podido fijar en 20, con una cota máxima relativa de +170 m sobre el cauce actual (Tabla

7.1). Las cotas se han determinado en campo mediante altímetro en una serie de perfiles transversales en los que se han visitado prácticamente todos los replanos cartografiados. En estos perfiles se ha podido reconocer también que se trata en todos los casos de terrazas colgadas, al distinguirse diversos sustratos entre los sucesivos niveles. Sólo las terrazas de cotas inferiores a +10 m se presentan solapadas. Sí se ha podido distinguir en algún nivel una pendiente transversal bajante hacia el centro del valle, a modo de glacis terraza, fenómeno constatado en otros valles de la Meseta (p.ej., PÉREZ-GONZÁLEZ *et al*, 1974). Cabe mencionar además que en algunos casos la escasez de afloramientos en un área muy coluvionada y de vegetación densa, en especial en el área de pinares, la degradación de las formas más antiguas y la uniformidad litológica de los depósitos de terraza y el sustrato terciario han hecho muy difícil la distinción de estas formaciones entre sí, por lo que su determinación se

ha realizado en ocasiones mediante criterios exclusivamente cartográficos, morfológicos y topográficos.

7.2.2. Características de los depósitos.

Salvo circunstancias locales, los depósitos de terraza muestran una **composición** bastante homogénea en todos los niveles y sectores: gravas redondeadas o subredondeadas de cuarcitas, areniscas y conglomerados en un 80%, junto con un pequeño porcentaje de cuarzo (5-20%) y escasas fánitas, en general re TRABAJADOS del sustrato terciario y con un origen primero en las formaciones detríticas mesozoicas de Cameros (ciclos Purbeck-Weald y Utrillas). Sólo de manera local aparecen porcentajes considerables de cantos calizos, aportados generalmente por flujos secundarios que drenan los páramos terciarios o los bloques mesozoicos.

En cuanto a las **clastometrías**, éstas muestran una tendencia entre niveles que denota una evolución en el tiempo, como ya señalaron anteriormente otros autores (FERREIRO, 1991; CARRAL *et al.*, 1993). De manera general, desde las terrazas más altas hacia las más bajas se observa un progresivo aumento del tamaño medio de los clastos, con un predominio absoluto del intervalo de 2-5 cm en los niveles altos, y de 5-12 cm en los medios-bajos. La matriz dominante, de arena gruesa, suele oscilar entre el 10 y el 20%. En esta fracción HOYOS *et al.* (1973) y GONZÁLEZ PARRA *et al.* (1991) notan una gran homogeneidad en minerales ligeros (más del 90% de cuarzo; presencia de feldespatos potásicos y práctica ausencia de calcosódicos), así como en los pesados (predominio de turmalina y opacos; y cantidades menores de rutilo, estaurolita y zircón), lo que según estos autores pone de manifiesto una escasa variación de las áreas fuente.

No obstante, en el tamaño medio de los cantos influye en gran medida el sustrato más inmediato; de modo que por ejemplo las terrazas desarrolladas sobre facies proximales de abanicos aluviales de las unidades terciarias, como ocurre en Los Rábanos o Viana de Duero, muestran un elevado contenido de bloques de

tendencia angulosa, con centiles que llegan a alcanzar el metro de diámetro mayor. Estas variaciones de clastometría también parecen encajar con el perfil transversal del valle en cada sector, pues los mayores tamaños se suelen encontrar en los tramos en que el Duero circula más constreñido (Los Rábanos, Viana de Duero), frente a aquellos en que el valle muestra una anchura mayor: aguas arriba de Soria, en Aldealafuente, o aguas abajo de Almazán; lo que se explicaría por la diferente capacidad de transporte por parte del canal.

En las hojas MAGNA (FERREIRO, 1991), se ha señalado también una evolución en la **forma de los clastos** desde las terrazas altas a las bajas, en concreto en los cantos de cuarcita y arenisca, los cuales muestran una tendencia al alargamiento; mientras que el cuarzo mantiene formas predominantemente subesféricas.

No se han localizado en la región cortes amplios en los que se puedan estudiar convenientemente las estructuras sedimentarias y deducir los correspondientes **medios de formación**, lo cual es debido fundamentalmente a que las explotaciones de gravas, aunque muy numerosas, no ocupan grandes superficies. Aun con ello, en los diferentes puntos estudiados parecen predominar las estructuras masivas y de barras longitudinales de gravas Gm, e intercalaciones decimétricas, especialmente a techo, de arenas con estratificación cruzada St (Fig. 7.7), que corresponderían a un medio fluvial de tipo *braided*, como también señalan LENDÍNEZ y MUÑOZ (1991).

No obstante, habría que considerar también los resultados obtenidos en otros ríos de la Meseta, como el Jarama, estudiado en detalle (ARCHE, 1983; GARZÓN y ALONSO, 1996) y con características muy similares en cuanto a morfometría (pendiente, sinuosidad; Fig. 7.10), sedimentología (gravas cuarcíticas gruesas, clastosoportadas y con matriz arenosa) y caudal (del orden de 10 m³/s; IGME, 1983), en el cual los depósitos consisten básicamente en lóbulos de meandro. Se han propuesto multitud de factores como determinantes de los patrones fluviales (MORISAWA, 1985; MARZO, 1989). En el Jarama, GARZÓN y

ALONSO (1996) lo explican por su carga de fondo gruesa, la baja pendiente y unos caudales punta no muy elevados, que impiden el desarrollo de un sistema *braided*. En el Duero, estructuras propias de un medio meandriforme se reconocen en las terrazas más bajas y la llanura actual, donde se localizan además alineaciones de meandros abandonados que constituyen áreas encharcables (Fig. 7.9). Aumento de sinuosidad que se podría asociar a un aumento de la carga en suspensión por encajamiento en facies más ricas en finos (Unidades terciarias 2 a 5 frente a la Unidad 6 de gravas silíceas y arenas), disminución del caudal por causas climáticas, mayor estabilización de las márgenes o una combinación de varios de estos factores.

En las campiñas de Velamazán y Gormaz resultan muy comunes, sobre las terrazas más bajas o intercalados con ellas, **conos de deyección** asociados a antiguas desembocaduras de arroyos que drenan las cuestas de los páramos miocenos (Mapas 3, 4, 6 y 7). En algún caso se llegan a reconocer hasta 3-4 generaciones, encajados unos en otros, que se han hecho corresponder con los niveles TDA del 18 al 20. Llegan a adquirir gran espesor (unos 6 m visibles en la Fig. 7.8), y sus depósitos muestran un contraste muy marcado con las terrazas fluviales, al estar compuestos casi en exclusiva por cantos planos de caliza neógena muy homométricos (2-3 cm) y angulosos, lo que denota un escaso transporte, con matriz y pasadas escasas de arenas y arcillas marrones.

7.2.3. El fondo aluvial actual del Duero.

El *overbank* actual constituye una banda muy estrecha que no suele superar los 100 m a ambos lados del cauce, salvo en áreas localizadas como en el propio pueblo de Almazán, donde existe cierto riesgo por inundaciones. Se sitúa a unos +1-2,5 m sobre un canal de no más de 20 m de anchura, y encajado unos 2 m en la llanura aluvial (TDA₂₀). Lo constituyen principalmente arenas y limos con gravas correspondientes a un sistema fluvial sinuoso, con facies areno-limosas de *washover* y estructuras de *point-bar* de gravas.

En los escasos afloramientos existentes, se observa en las gravas una composición y una distribución clastométrica análogas a las de las terrazas bajas, si bien la fracción de arenas y limos llega a constituir el 40-50%, cuya falta en niveles superiores se explica por el escaso potencial de preservación de estas estructuras de inundación frecuente, debido a su continuo retrabajamiento.

En algunos sectores, como en Baniel, llegan a ser numerosos los meandros abandonados (Fig. 7.9), funcionales en las avenidas ordinarias según SANZ (2001) hasta la construcción en la década de 1930 del pantano de la Cuerda del Pozo.

7.2.4. Edad de las terrazas.

Apenas existen hasta ahora datos paleontológicos que permitan situar cronológicamente las terrazas del Duero. Por ello, se han venido aplicando en las últimas décadas las técnicas arqueológicas, asignando las edades a los niveles de manera tentativa en función de la industria lítica que contienen. En los primeros trabajos al respecto, PÉREZ-GONZÁLEZ (1982a) y SANTONJA y PÉREZ-GONZÁLEZ (1984) realizan la siguiente interpretación en el Duero en Tordesillas:

- Las terrazas de cota superior a +82 m serían del Pleistoceno inferior.
- Las de +18 a +62 m, del Pleistoceno medio.
- La terraza de +8-12 m sería del Pleistoceno superior.
- La de +3-5 m y la llanura de inundación actual, del Holoceno.

Edades semejantes o algo más antiguas para las mismas cotas relativas como corresponde a un encajamiento más lento se han determinado en afluentes como el Tormes (SANTONJA *et al.*, 1982; SANTONJA, 1992) o el Arlanzón (ZAZO *et al.*, 1983), en este último además matizadas con datos de magnetoestratigrafía (BENITO-CALVO, 2004). No se estima que existan en la Península terrazas pliocenas (AGUIRRE, 1989), aunque no lo descartan PINEDA *et al.* (in lit.) en sectores centrales de la depresión del Duero para la terraza más alta.



Fig. 7.7. Depósito de terraza del Duero cerca de Almazán, donde se observa el predominio de las gravas y la intercalación de algún nivel arenoso con estratificación cruzada de surco.



Fig. 7.8. Corte en el cono de desembocadura de un arroyo afluente al Duero cerca de Velamazán, formado fundamentalmente por gravas de caliza.



Fig. 7.9. Meandro abandonado de la Quebrada en el río Duero, cerca de Baniel.
El canal actual circula a la izquierda de la fotografía.

En la cuenca de Almazán, RODRÍGUEZ DE TEMBLEQUE (1998) estima por la presencia de industrias achelenses que las terrazas de +18-20 m (TDA₁₄) se pueden adscribir al Pleistoceno medio final; los niveles a +40 m (TDA₁₁) serían del Pleistoceno medio pleno; mientras que las terrazas a +60 m (TDA₈) serían de finales del Pleistoceno inferior o principios del Pleistoceno medio. En terrazas por encima de +60 m ni este autor ni nosotros hemos podido localizar ninguna pieza en posición estratigráfica, que sí citan SANTONJA *et al.* (1985) y SANTONJA (1992) a +80 m en el Duero en Toro, en el Valderaduey y en el Pisuerga, adscritas a un Paleolítico inferior arcaico, anterior al Achelense, al no presentar utillaje bifacial; mientras que niveles inferiores del Tormes (+50-54 m) y Pisuerga (+40 m) registran conjuntos ya achelenses.

En el trabajo de SANZ (2001) en diversos yacimientos entre El Royo y Garay (depresión de la Cuerda del Pozo), se localiza en una terraza de +8-12 m material adscrito a un Achelense medio-superior (en el límite del Pleistoceno medio-superior) para un primer momento (SR II); y un segundo episodio del Achelense superior-Epiachelense medio (SR I), ya dentro del Pleistoceno superior; límite marcado en la cuenca en +15 m por RODRÍGUEZ DE TEMBLEQUE (1998) por su industria del Achelense final o pre-Musteriense.

SANZ (2001) describe también el yacimiento de La Rebollosa, en la terraza más baja, como Musteriense (Pleistoceno superior); y el yacimiento de Las Veguillas, a +30 m, de tipología similar a SR II (límite Pleistoceno me-

dio-superior), si bien advierte de su carácter alóctono respecto al sustrato fluvial de la terraza, que por su posición podemos considerar como Pleistoceno medio pleno. También cita algún otro yacimiento de la región, como el de Ucero-I, en una terraza a +10 m del río, caracterizado como Paleolítico medio s.l. (Pleistoceno superior).

Con todos estos datos se ha reflejado en la Tabla 7.1 la asignación tentativa de la edad de las terrazas, así como la posición de diversos yacimientos arqueológicos de la cuenca del Duero.

7.2.5. Aspectos paleoambientales.

La falta de dataciones en las terrazas del Duero impide un estudio de sus relaciones exactas con la dinámica climática cuaternaria, si bien de sus características similares a las halladas en otras zonas se puede inferir, a falta de estudios más avanzados, una evolución análoga.

La formación de terrazas corresponde a la variable dinámica de **agradación** e **incisión**. La agradación se produce cuando la carga de sedimento supera la capacidad de transporte del caudal, y la degradación (incisión y abandono de una llanura que queda elevada como nivel de terraza) se da con las condiciones inversas.

Tradicionalmente, esta variación de condiciones se ha venido achacando en distinta medida según autores a la tectónica y a variaciones eustáticas y climáticas. En la ac-

tualidad, y frente a las variaciones eustáticas de alta frecuencia que -se considera- sólo afectan a la parte inmediatamente más próxima a la desembocadura al mar de los ríos, la formación de terrazas se liga más bien a la **ciclicidad climática** cuaternaria junto con la **actividad tectónica**.

En lo relativo a la **ciclicidad climática**, diversos autores (BLUM y TÖRNQVIST, 2000; ROSE *et al.*, 2001) estiman que el transporte de sedimento y por tanto las fases de **aluvionamiento** habrían ocurrido generalmente durante las épocas glaciales y **estadios relativamente fríos**, cuando por una parte la vegetación esteparia, abierta, reemplaza al bosque, lo que favorece la erosión en unas laderas donde operan procesos de frío del tipo de gelifracción y geliflución; y por otro lado, se producen mayores caudales punta por deshielo y por una mayor estacionalidad pluviométrica. Los sedimentos depositados en estas condiciones corresponderían casi sistemáticamente a sistemas *braided* con escasez de finos, lo que podría explicar al menos en parte la preponderancia de este tipo de depósitos en las terrazas medias y altas del Duero.

Durante los **períodos cálidos** interglaciales los aportes de sedimentos serían menores y predominarían los finos de llanura, de escaso potencial de preservación, con patrones más bien meandriformes. Ello explicaría las diferencias en diversas áreas como en algunos ríos franceses (BLUM y TÖRNQVIST, 2000; ANTOINE *et al.*, 2000), donde la llanura aluvial actual presenta un carácter meandriforme frente a las terrazas, con depósitos de tipo *braided*. Durante estos períodos, la falta de carga sólida de los ríos llevaría asociada también una dinámica de erosión e **incisión**; aunque concentrada en episodios concretos. Algunos autores estiman que ésta sería predominante durante la transición hacia períodos glaciales, caracterizados por fuertes incrementos estacionales de caudal con una vegetación aún bien desarrollada que impide los aportes de material desde las laderas (ANTOINE *et al.*, 2000); otros indican que la incisión sería máxima en la transición hacia períodos interglaciales por la fusión de los hielos en áreas

glaciales, como en las Islas Británicas (p.ej., MADDY *et al.*, 2001).

Se ha llegado a fijar dicha **periodicidad** en unos 100.000 años para los últimos 900 ka (aproximadamente desde el estadio isotópico 22 del oxígeno); mientras que anteriormente pareció existir una mayor frecuencia en los períodos climáticos, en torno a 40.000 años.

Ejemplos de trabajos en los que se reconoce esta misma dinámica en el área mediterránea e incluso en el entorno peninsular más inmediato son los de FULLER *et al.* (1998) y MACKLIN *et al.* (2002), centrados en los últimos 200 ka.

La **tectónica** es vista por estos autores (ANTOINE *et al.*, 2000) como un factor “de fondo”, que con un patrón general de elevación lenta y continua permitiría la incisión fluvial en condiciones climáticas favorables. Para comprender el efecto de esta tectónica cuaternaria de elevación se puede comparar por ejemplo la configuración similar de valles aterrazados en cuencas terciarias como Duero y Tajo, y frente a ellas un área donde no existe esa tectónica de elevación general como es la Llanura Manchega, donde en el sistema del Guadiana se han podido distinguir tan sólo tres terrazas que alcanzan apenas una docena de metros sobre los cauces actuales (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1982b).

Sin embargo, en ríos de la Meseta central española se han encontrado sistemas que contradicen esos patrones climáticos. Así por ejemplo en el Tajo en Toledo, y basados en datos de mamíferos fósiles (SESÉ *et al.*, 2000, 2004) se han deducido diferentes condiciones ambientales en la sedimentación: en general en el marco de un **clima templado** y un medio de **bosque-sabana**, aunque se han dado incluso climas más húmedos y cálidos que el actual, acompañados además de una amplia cobertura vegetal, lo que contradice las ideas generales anteriores. Ante esta diversidad de condiciones climáticas y de paisaje, es muy probable que la **tectónica** haya jugado también un papel importante a la hora de condicionar la dinámica de erosión-agradación, como se expone en multitud de modelos regionales (SCHUMM *et*

al., 2000; BURBANK y ANDERSON, 2001), y con algunos ejemplos peninsulares como en la cuenca de Madrid (GINER *et al.*, 1996).

Fenómenos tectónicos de ámbito más local pueden dar lugar además a singularidades en cada sector (asimetrías del valle, anomalías del canal, niveles locales de terrazas), que para el caso del Duero en Almazán se analizan en el apartado siguiente.

7.2.6. Aspectos morfométricos y relaciones con la tectónica.

En la Fig. 7.10 se muestra el perfil longitudinal de los diferentes niveles de terraza y de la llanura aluvial actual del Duero, confeccionado a partir de la cartografía geomorfológica propia y con la base altimétrica y planimétrica a escala 1:25.000 del IGN. También se ha señalado la posición de la superficie poligénica M₂, así como los parámetros de pendiente (S) y sinuosidad (P) del canal actual.

En lo que concierne a la **llanura aluvial** y el **canal actual**, es de destacar la tendencia general a la disminución de la pendiente del valle, desde un 1,11‰ en Soria hasta un 0,68‰ en Osma. Por el contrario, la sinuosidad se muestra bastante constante a lo largo de todo el per-

fil, en torno a 1,2, por lo que cabe clasificar al Duero como un río sinuoso, tipo intermedio entre uno recto y uno meandriforme (MORI-SAWA, 1985). Ello es consecuencia de la relativa homogeneidad del sustrato, en general detríticos terciarios.

Precisamente, en áreas donde varía este sustrato y es sustituido por materiales resistentes, como ocurre en los bloques cretácicos de Soria-Los Rábanos y Gormaz, aumenta ligeramente la pendiente media del valle; en el segundo de ellos la sinuosidad baja hasta valores propios de un río recto (1,10), como corresponde a la litología. Sin embargo, en el primero la sinuosidad se mantiene relativamente alta (1,2), lo que se explica por el encajamiento epigenético de unos meandros desarrollados en un sustrato detrítico suprayacente (Unidad 6 terciaria), sobre el cual se conservan retazos de terrazas altas.

Entre Ituro y **Viana de Duero** el perfil muestra una serie de anomalías que han exigido un estudio en mayor detalle. Se dan unos cambios bruscos de pendiente y sinuosidad, donde tras un tramo recto (P=1,00) y de pendiente muy leve (S=0,31‰) se producen aumentos en ambos factores, que pasan respectivamente a 1,23 y 3‰.

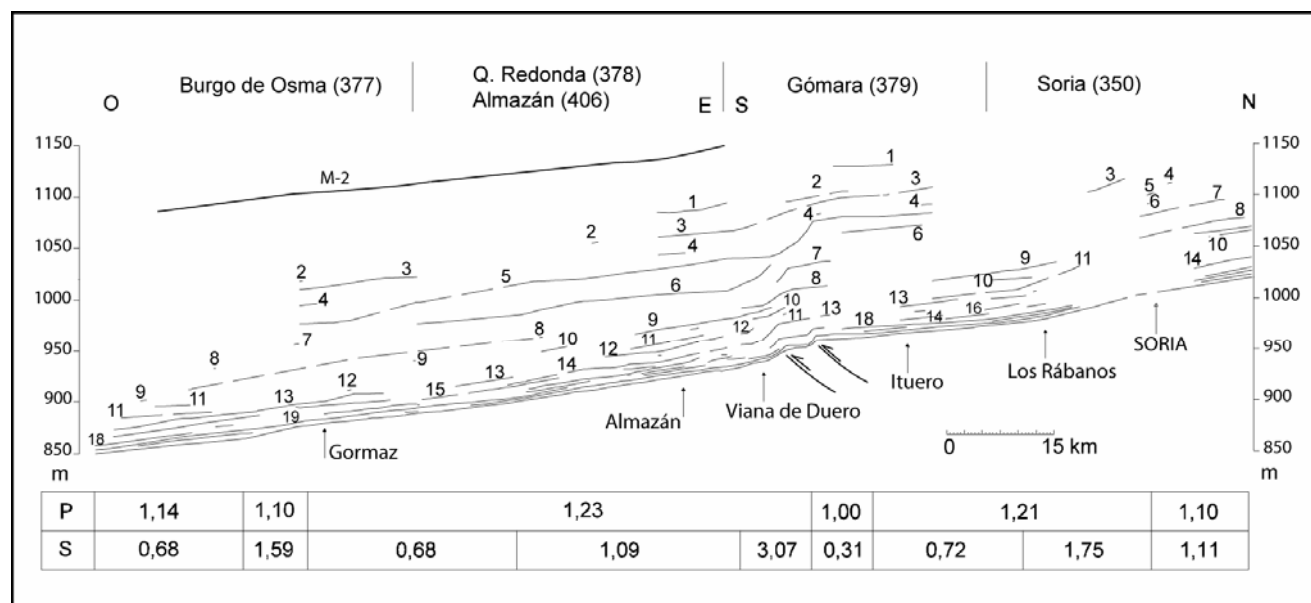


Fig. 7.10. Perfil longitudinal del río Duero, sus terrazas y la superficie poligénica M-2. Se indican también la sinuosidad del canal (P) y la pendiente del valle en ‰ (S), así como las hojas 1:50.000 del Mapa Topográfico Nacional.



Fig. 7.11. El canal del Duero: aguas arriba de la ruptura de Viana de Duero, pendiente muy leve que permite la deposición de finos. Aguas abajo, mayor pendiente y canal capaz de transportar gravas.

También se producen cambios en la sedimentación, de materiales más finos aguas arriba. Siguiendo los modelos propuestos por SCHUMM *et al.* (2000) o BURBANK y ANDERSON (2001) o ejemplos como los de SIMONI *et al.* (2003), se ha podido deducir un accidente tectónico profundo: un probable cabalgamiento del bloque de Cameros-Demanda respecto a la cuenca de Almazán, lo que concuerda con los modelos tectónicos actuales y con el progresivo desplazamiento hacia el S del canal y la asimetría del valle en el sector de Pinares de Almazán (Mapas 5 y 7 y Fig. 7.11).

Esta deformación, como se evidencia en el perfil, se continúa también en la secuencia de terrazas, por lo que se descarta que las anomalías del perfil longitudinal fueran consecuencia de variaciones en un sustrato litológico que se muestra bastante homogéneo en la vertical, o del fenómeno de captura de un tramo del Duero ya descrito y que se da en este mismo sector.

7.3. LA RED FLUVIAL AFLUENTE

Una vez estudiado el sistema del río Duero como arteria principal, conviene caracterizar hasta donde sea posible el resto de la red de drenaje de la región en sus aspectos morfométricos y evolutivos, así como sus depósitos asociados.

Para ello se han trazado a partir de la fotografía aérea y la cartografía 1:25.000 del IGN, tanto la red (con sus diferentes tramos codificados según el clásico sistema jerárquico de STRAHLER), como las divisorias hidrográficas de las cuencas principales, esto es, las de áreas mayores de unos 2 km². Los cauces mayores, ya marcados en el propio mapa topográfico, se han tomado tal cual salvo cuando se han podido detectar errores en su delineación.

Si bien se suele considerar (SENCIALES, 1999) que la escala de trabajo más apropiada para el trazado de la red de drenaje de una cuenca es de 1:10.000 para evitar omisiones o errores excesivos, también se cita que para

superficies grandes como la que nos ocupa puede ser aceptable hasta la 1:25.000 en beneficio de una mayor celeridad y abordabilidad del trabajo. Aun así, SENCIALES (1999) señala que los valores obtenidos de esta manera no serán reales, aunque sí suficientemente útiles para un análisis preliminar y no especializado en el que se muestren diversas mediciones básicas y relaciones morfométricas con significado evolutivo.

Y al igual que en el caso del propio Duero, las mediciones de cotas de terraza y el estudio de los depósitos se han realizado mediante trabajo de campo, a base de realizar diversos perfiles transversales y de estudiar los escasos afloramientos localizados.

Para evitar lo que sería una enumeración demasiado extensa de cada cuenca por separado, y con el fin de considerar siempre en su estudio e interpretación el entorno fisiográfico y geológico en que se instalan, se procederá

aquí a la exposición de los resultados agrupando las diversas cuencas en varios sectores:

7.3.1. Depresión de la Cuerda del Pozo.

Las cuencas hidrográficas comprendidas en el área se pueden separar en dos grandes grupos:

Las del **norte**, de tendencia cuadrada o rectangular, determinadas por arroyos que drenan hacia el N, afluentes del río Ebrillos. Al estar en parte comprendidas fuera del área estudiada en detalle y estar por otro lado parcialmente inundadas por el embalse de la Cuerda del Pozo, no se han estudiado de manera exhaustiva, al menos en sus aspectos morfométricos.

Las más **orientales**, esto es, las correspondientes a los ríos Pedrajas y Golmayo, afluentes directos del Duero cerca de Soria, fluyen de O a E y están recogidas en su práctica totalidad en el área estudiada.

En esta zona de relieves muy condicionados por la estructura (una sucesión de cuevas homoclinales en las formaciones del Weald), la red de drenaje sigue también sus direcciones. Así, aunque en principio el aspecto es de una red de tipo **dendrítico**, en detalle se puede distinguir un cierto control según dos elementos estructurales básicos: la estratificación y la fracturación subperpendicular a la misma (SANZ, 1992a).

A la estratificación se asocian los trazados arqueados E-O que muestran por ejemplo el Pedrajas y el Golmayo, y que controlan la forma alargada de sus cuencas. Se trata de líneas de drenaje encajadas en los tramos blandos.

Sin embargo, los cauces principales de las cuencas que drenan hacia el N vienen determinados más bien por la fracturación perpendicular de dirección predominante N-S, a los que afluyen los cursos anteriores.

Calculados diversos parámetros morfométricos para las cuencas del Pedrajas y el Golmayo (Fig. 7.12), se observan ciertos patrones comunes: Sus densidades de drenaje son muy similares (2,2-2,7 km/km²), y su textura grue-

sa. Se trata en ambos casos de cuencas de orden 5 (según STRAHLER), bien jerarquizadas, como se deduce de unas relaciones de bifurcación¹ bastante constantes, típicas de un área de montaña. Su factor de forma² (SCHUMM) las describe como elongadas: 0,45 en la cuenca del Pedrajas y 0,60 en la del Golmayo. Los ángulos de incidencia de los cauces son en gran parte de los casos cercanos a 90°, como consecuencia del control estructural.

Al tratarse de una área montañosa y unos recorridos no excesivamente largos, las pendientes medias de los cauces principales son moderadamente altas, cercanas al 2%, aunque con dos tramos bien diferenciados: el alto, con pendientes elevadas (5-9%) y de patrón recto; y un tramo bajo más sinuoso (1,1-1,2), que en algún subtramo, en especial en el Pedrajas se puede catalogar incluso de meandriforme, y de mucha menor pendiente (0,6-0,8%). Sus perfiles no muestran más singularidad que la fuerte caída en el escarpe del borde de la sierra de Cabrejas, en el tramo de cabecera.

Los **arroyos vertientes al N**, hacia el embalse de la Cuerda del Pozo, presentan en general fondos de valle encharcadizos con arenas grises y cantos silíceos dispersos, en los que los cauces se encajan apenas 1 m. Esta dificultad en el drenaje tiene causas fundamentalmente estructurales, por la obturación que se produce en las *cluses* al atravesar en perpendicular los relieves homoclinales.

¹ Relación de bifurcación de Strahler (1964): Relación entre el número de segmentos de un orden dado y los de orden inmediato superior:

$$R_b = N_u / N_{u+1}$$

R_b: Relación de bifurcación. N_u: Número de cauces de orden u. N_{u+1}: Número de cauces de orden u+1.

² Factor de forma: Relación entre el diámetro de un círculo con la misma área que la cuenca y la longitud del cauce principal de la misma.

$$R_e = 1,129 A^{1/2} / L$$

Re: Factor de forma. A: Superficie de la cuenca. L: Longitud del cauce principal más largo.

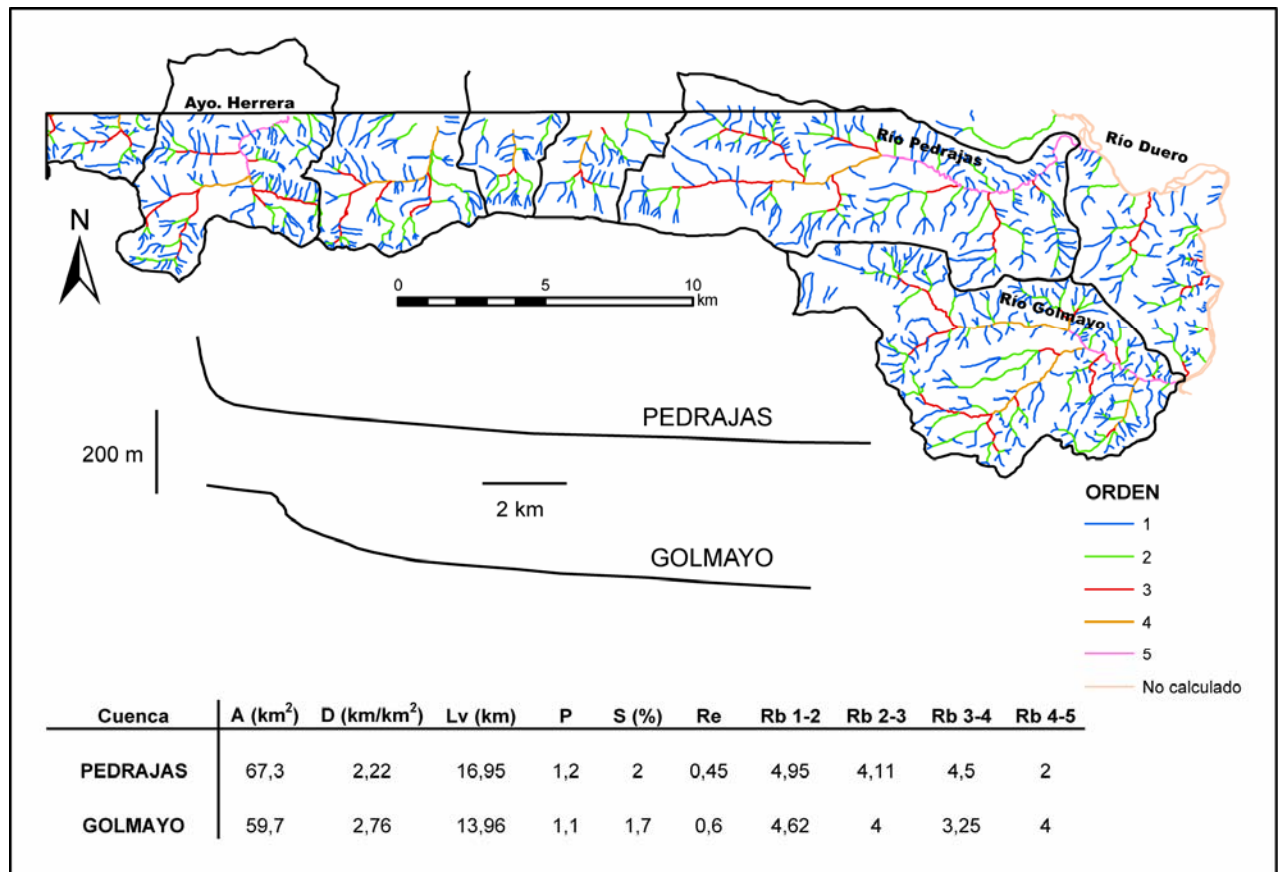


Fig. 7.12. Red de drenaje en el área de la cuenca de Cameros, perfiles y diversos parámetros morfométricos. A: área. D: Densidad. Lv: Longitud del valle. P: Índice de sinuosidad. S: Pendiente. Rb: relación de bifurcación entre diversos órdenes jerárquicos.

El **arroyo de Herrera** presenta una terraza a +3,5 m en su tramo más bajo con depósitos similares a los de los fondos de valle, de lo que se deduce una dinámica similar para el Pleistoceno superior-Holoceno inicial, edad estimada de esta terraza. No se descarta la existencia de este u otros niveles en otros arroyos de la zona, en especial en los tramos inundados por el embalse.

Los cauces principales del **Pedrajas** y **Golmayo** también muestran una considerable proporción de finos, si bien no presentan el carácter encharcadizo de los anteriores. El río Pedrajas muestra en Valonsadero una terraza a +55 m, con un glacis asociado, equivalente al nivel de la misma cota relativa del Duero (TDA₉), por lo que su edad probable será Pleistoceno medio (Tabla 7.2). En el Golmayo no se han cartografiado terrazas.

7.3.2. Cuenca de Numancia.

Como principal rasgo que condiciona la red fluvial hay que destacar la **morfoestructura**: se trata de una depresión neógena rellena principalmente de materiales detríticos, y en la que son frecuentes los afloramientos de bloques mesozoicos del sustrato, los cuales siguen direcciones E-O de eje mayor (según los sistemas de cabalgamientos frontales de Cameros). La red fluvial se encaja según estas direcciones y su normal, y además de manera preferente según el sustrato neógeno, más erosionable, de modo que se puede distinguir que en muchos casos siguen la disposición de paleovalles terciarios en exhumación.

Dos son los sistemas fluviales que drenan esta cuenca terciaria intramontañosa: el del río Tera y el del Merdanzo, ambos con cabecera en las sierras del norte de la provincia (Fig. 7.13).

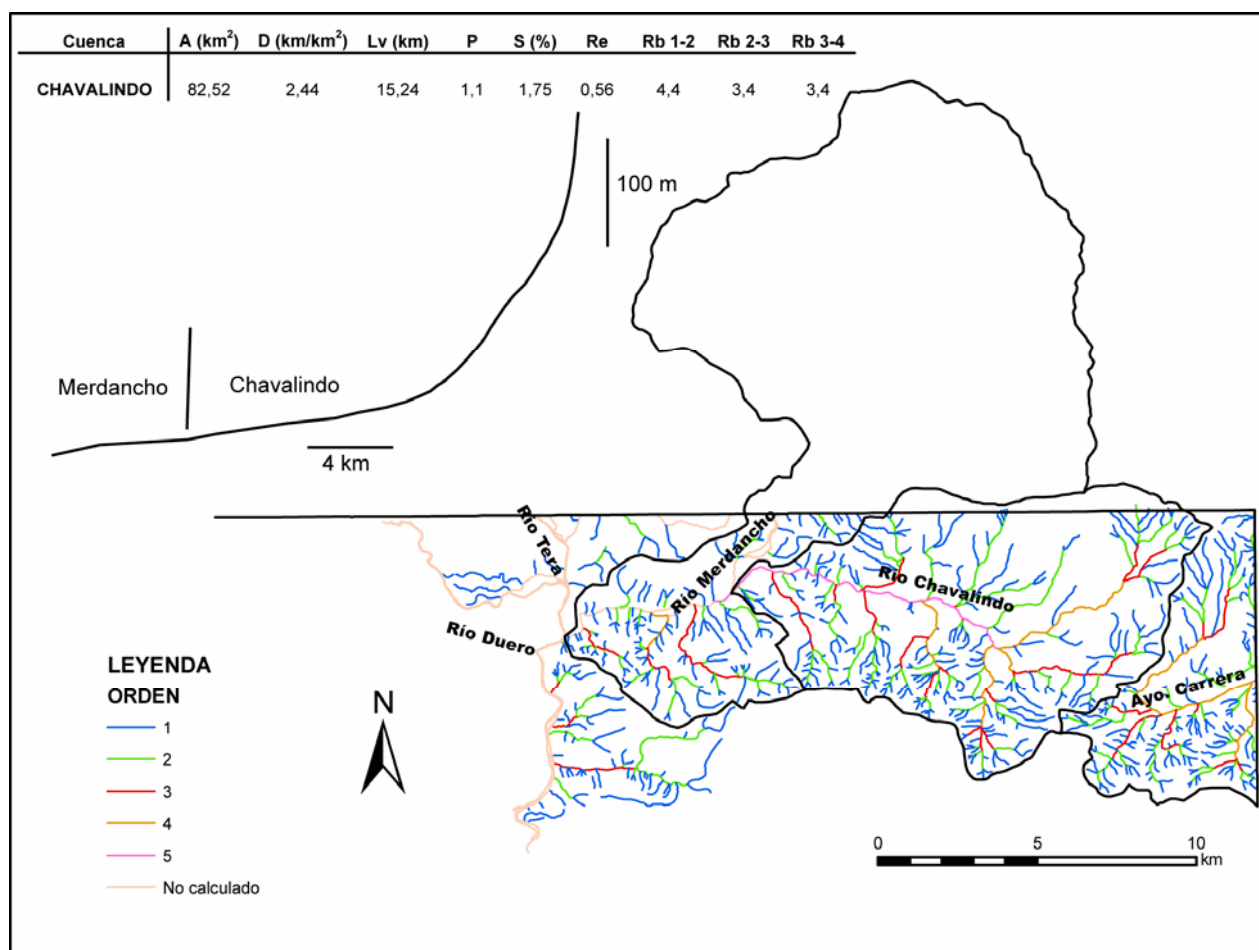


Fig. 7.13. Red de drenaje en el área de la depresión de Numancia. A: área. D: densidad. Lv: longitud del valle. P: índice de sinuosidad. S: pendiente. Rb: relación de bifurcación entre diversos órdenes jerárquicos

Del **Tera** están comprendidos en la cartografía (Mapa 2) apenas los últimos 2 km de su recorrido.

Al igual que ocurre con otros afluentes principales del Duero en la región, se observa en la desembocadura que su llanura aluvial se presenta elevada respecto a la del Duero, con un escarpe que irá retrocediendo presumiblemente por erosión remontante y que podría estar indicando un mayor encajamiento reciente del Duero. Así, el fondo del Tera se correlaciona por prolongación de cotas con TDA₂₀ (+3,5-5 m); mientras que presenta terrazas también (Tabla 7.2) a +3,5 m (su llanura aluvial, la TDA₁₉, +5-6 m en el Duero), +8-10 m (TDA₁₅, +13 m) y +20 m (TDA₁₃, +25 m). Los depósitos de las terrazas y la llanura actual son en todo similares a los del propio Duero en el entorno.

Por su parte, el **Merdancho** presenta la singularidad de un *thalweg* extraordinariamente amplio aguas abajo de Renieblas, que alcanza en algún punto cerca de 1 km de anchura, y en el que se desarrollan canales múltiples de tipo sinuoso. En el área de Ventosillas de San Juan se han podido distinguir algunos depósitos interpretados como restos de un nivel de terraza a unos +27 m de cota relativa, que por su lejanía al Duero no se correlacionarán con ningún nivel de TDA. Se componen de gravas de 2-3 cm de diámetro medio, que en contraste con el mesozoico calizo predominante del sustrato, son de arenisca y cuarcita y escasísimos cuarzo y caliza, y tienen un 20-30% de matriz arenosa gruesa. Son escasas las pasadas de arena. Los cantos tienen tendencia subangulosa, en especial los de arenisca, mientras que los de cuarcita son algo más redondeados y los de cuarzo están bien redondeados y tienden a la esfericidad.

Como ejemplo de estudio de la red fluvial en la depresión de Numancia (Fig. 7.13) se escogerá el río **Chavalindo**, afluente de orden 4 del Merdacho y cuya cuenca hidrográfica se encuentra en su práctica totalidad comprendida en la cartografía. De dirección E-O (factor de forma de 0,56), su cabecera se sitúa en la sierra del Almuerzo, de donde baja con sentido NE-SO según pendientes del orden de 3,6% que se reducen a 0,7% al alcanzar el sustrato terciario. Las convexidades aparecen vinculadas a cambios litológicos, como en el piedemonte de la sierra; o por la confluencia con el Merdacho y de éste último con el Duero (erosión remontante). Se trata de cauces rectos, sólo ligeramente sinuosos ($P=1,1$), y la densidad de drenaje es algo más elevada en la mitad S.

Muestra también una buena jerarquización, con relaciones de bifurcación bastante constantes en los distintos órdenes; entre 3,4 y 4,4. La tipología de la red es dendrítica, con ángulos de incidencia cercanos a 90°; si bien en el área de sierra, con mayores pendientes, los ángulos son bastante más agudos en redes de mayor tendencia subparalela.

En esta subcuenca resultan singulares algunas áreas semiendorreicas en diversos fondos de valle, consecuencia de la disposición morfoestructural de diversos bloques resistentes.

7.3.3. Campo de Gómara.

La fisonomía poco acusada del área condiciona una red fluvial escasamente marcada, caracterizada por cursos de fondos amplios en artesa con depósitos, de los cuales los más importantes llegan a desarrollar llanuras aluviales de consideración e incluso sistemas de abanicos-terrazas; si bien en las cabeceras de los cursos de orden menor suele prevalecer la incisión con mayor tendencia a valles en V, en ocasiones por encajamiento diferencial según tramos blandos o líneas de fractura.

Son también frecuentes las **áreas endorreicas** y semiendorreicas en fondos de valle, con cauces múltiples o indefinidos (hoy en día sobreexcavados artificialmente). Estas áreas se deben en la mayor parte de los casos a la acción eólica (como se verá en el capítulo 8),

aunque las hay también determinadas por la estructura plegada que puede provocar en las *chuses* una obturación en el flujo.

Las direcciones estructurales dominantes son las ENE y NNO, según las cuales se disponen gran parte de los cursos fluviales. Aparte del propio Duero, que atraviesa la zona en su borde O, el principal curso al que confluyen los arroyos secundarios del NE es el río Rituerto, recogido aquí en su tramo más bajo tras drenar toda la vertiente soriana de la mitad septentrional de la Ibérica aragonesa (Mapa 5).

La red secundaria es de tipo dendrítico, si bien se llega a aproximar bastante a un tipo subparalelo que sigue las directrices estructurales, en especial en el sector central. Calculados diversos **parámetros morfométricos** en algunas de las subcuencas comprendidas en la cartografía (Fig. 7.14), se pueden distinguir:

Por un lado, las del **área septentrional** (Regachuelo, Curato, Madre), con cabecera en el área de la rampa de Soria, presentan bajas densidades de drenaje ($2,4-2,7 \text{ km/km}^2$), y elongación hacia el N con factores de forma de 0,5-0,6. Las pendientes medias de los cauces principales son relativamente bajas, inferiores al 1,4%. De orden 4 ó 5, presentan la singularidad de unas razones de bifurcación bastante dispares de unos órdenes a otros (entre 2 y 6), lo que se podría explicar por la diferencia de sustrato entre los tramos de cabecera, en los mesozoicos de la Rampa de Soria, y los tramos bajos, en los paleógenos detríticos donde se instalan los órdenes mayores, donde además la acción eólica ha alterado la red.

Por otro, las **cuencas del sector SO** (San Juan, Las Dehesillas), procedentes del relieve mioceno de la sierra de Perdices; y NO (Villarejo), presentan elongación hacia el O y ONO, con factores de forma similares a las anteriores (0,6-0,7), densidades algo mayores por su mayor relieve (superiores a 3 km/km^2), que provoca además una mayor pendiente media de los cauces principales. Presentan por otro lado una mejor jerarquización que las anteriores, con razones de bifurcación más constantes, por lo general entre 3,5 y 5.

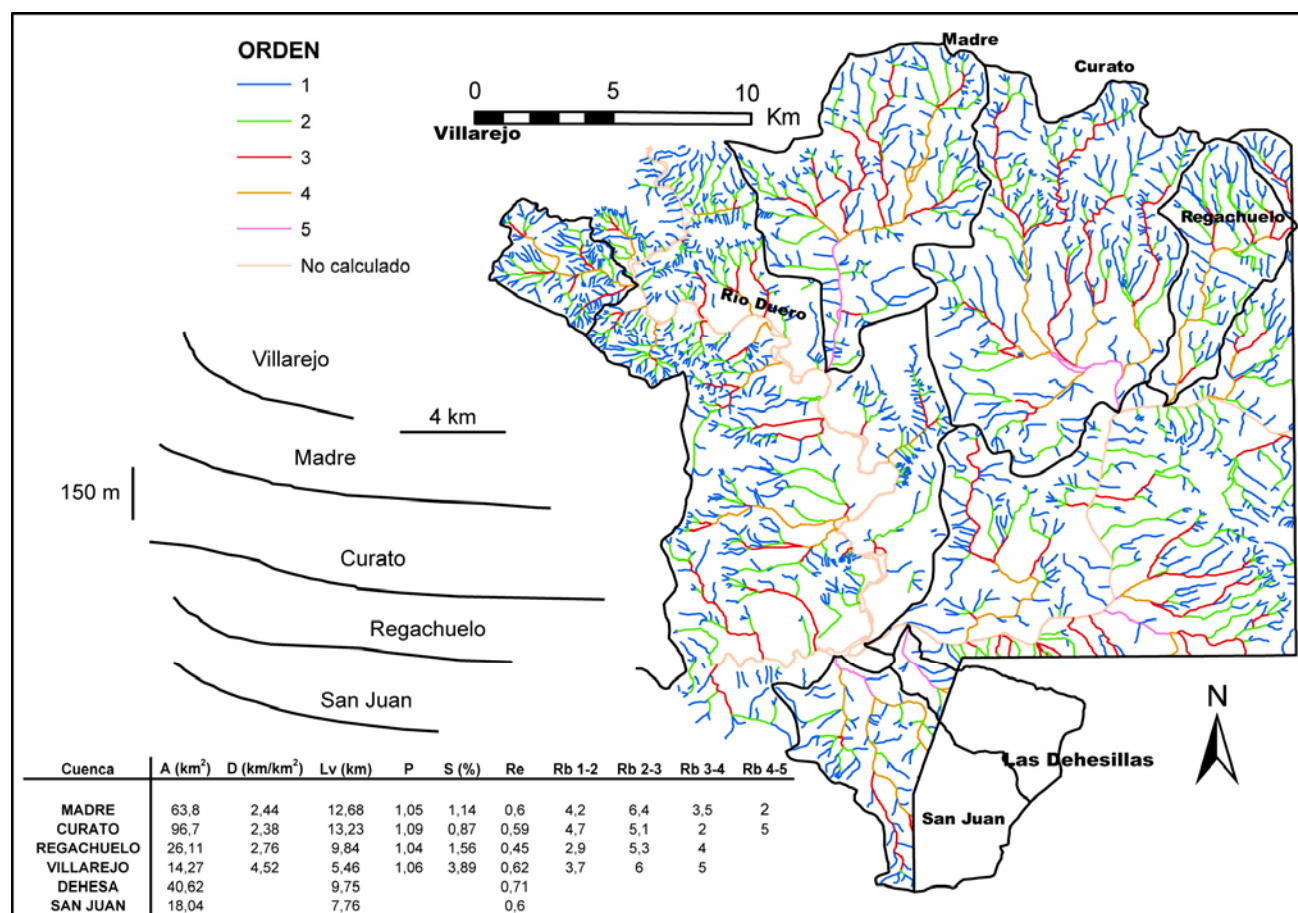


Fig. 7.14. Red de drenaje en el área del Campo de Gómara. A: área. D: densidad. Lv: longitud del valle. P: índice de sinuosidad. S: pendiente. Rb: relación de bifuración entre diversos órdenes jerárquicos.

El principal río de la zona, el **Rituerto**, presenta un sistema de siete terrazas cartografiadas en el área de estudio, entre Almenar de Soria y su desembocadura al Duero en Almarail a: +5-6 m; +8 m; +10-12 m; +15-16 m; +20-22 m; +25 m; +36 m, coincidentes con las del Duero a igual cota debido a la pendiente similar de ambos cauces en la campiña (Tabla 7.2). Se sitúan casi exclusivamente en su margen derecha, lo que hablaría del progresivo desplazamiento hacia el sur, esto es, hacia la divisoria hidrográfica Duero-Ebro, como se refleja también en la asimetría de su red afluyente y como se corresponde con los movimientos de elevación de los bloques de la Rampa de Soria respecto a la cuenca.

En cuanto a sus depósitos, las terrazas presentan de manera general gravas mixtas de cuarcita (60%), caliza (30%) y areniscas ter-

ciarias (10%), con predominio de los tamaños de 1-5 cm (80%), centil de 25-30 cm y hasta un 40% de facies limo-arenosas, de tonos generales pardo-marrones, si bien en las más altas presentan coloraciones algo más anaranjadas. Hay puntos, como en Villanueva de Zamajón, donde los cantos de arenisca terciaria, o en la terraza más baja en Aliud los de caliza, llegan a resultar dominantes. Los cantos de cuarcita se presentan bien redondeados y con cierta tendencia a la esfericidad (consecuencia de su origen resedimentado de formaciones anteriores), mientras que el resto de los clastos tienen mucha mayor tendencia a la angulosidad.

La composición del fondo actual es similar a la de las terrazas, si bien como ocurre en el Duero, con mucho mayor contenido de finos, dominantes en superficie.

Tabla 7.2.. Niveles de terraza en diversos afluentes del Duero estudiados en la depresión de Almazán.

	TDA (Duero)	PEDRAJAS	TERA (tramo bajo)	RITUERTO	MAZO	IZANA	FTEPINILLA	BAYUBAS	UCERO
Holoceno	20		Fondo			+3 m		+3-4 m	+3-4 m
Pleistoceno superior	19		+3,5 m	+5-6 m		+6-6,5 m			
	18							+6-10 m	+6-10 m
	17			+8 m					
	16			+10-12 m					
	15		+8-10 m	+15-16 m		+15 m			+8-10 m
Pleistoceno medio	14			+20-22 m	+10-12 m			+17 m	
	13		+20 m	+25 m					+20 m
	12					+20-25 m		+28 m	
	11			+36 m					
	10								
Pleistoceno inferior	9	+55 m					+40 m		
	8				+30-35 m				
	7						+50 m		
	6					+80 m	+70 m		
	5						+80 m		
	4								
	3				+85 m				
	2								
	1								

Los **arroyos procedentes de la Rampa de Soria** (Mapa 2) por su parte, han elaborado en el Cuaternario más reciente un sistema de abanicos aluviales muy planos en el sector SE del Mapa 2, a cuyos depósitos NAVARRO (1991a) denomina informalmente *Formación Almenar*. Actualmente se encuentran muy degradados y se conservan como restos alargados hacia el S en los interfluvios, apenas elevados unos metros respecto a los fondos de valle.

NAVARRO (1991a) los considera vinculados a la neotectónica y el relieve creado por la falla de San Saturio, activa al menos hasta el Pleistoceno medio. Sin embargo, se comentó anteriormente que en trabajos más recientes se niega la existencia de esta fractura, por lo que la formación de estos abanicos se explicaría simplemente por la diferencia de relieve entre las áreas más llanas y deprimidas de sustrato paleógeno arenoso, donde se depositan, frente al sector de aguas arriba (límite del Campo de Gómara con la Rampa de Soria), de facies más gruesas, donde la red circula encajada de manera más neta. Estas diferencias de relieve y sustrato se plasman en convexidades locales de los arroyos de la zona (ver Fig. 7.14, arroyos

Curato y Regachuelo), aguas abajo de las cuales se produce la sedimentación.

Respecto a los **depósitos** de la Formación Almenar, se distinguen dos facies:

Una *carbonatada*, que se ha localizado tan sólo en los propios relieves residuales de Almenar de Soria, formada por calizas palustres con rasgos de exposición subaérea y depósitos detríticos encostrados (Fig. 7.15a). Áreas encharcadas que podrían haber tenido un origen similar a las actuales del entorno: deflación eólica y erosión diferencial.

Una *detrítica* predominante en el conjunto del área, formada por gravas angulosas heterométricas de cuarcita, arenisca y cuarzo en cuerpos canaliformes de base erosiva, estructura desordenada y hasta un 50% de matriz limo-arenosa, que en el caso de los depósitos más antiguos, esto es, los más septentrionales y elevados respecto a los cauces se encuentra casi completamente sustituida por carbonataciones laminares postsedimentarias. Frente a ello, los abanicos más recientes no se presentan encostrados (Fig. 7.15b). El diámetro medio de los clastos es de 2-5 cm, con un centil de 8-9 cm.



Fig. 7.15. Facies carbonáticas (A) y detríticas (B) de los abanicos de la Formación Almenar.

No existe una única generación, sino que se llegan a observar al menos 2-3 niveles encajados entre sí; en cualquier caso, se trata de depósitos que por su posición respecto a las terrazas del Duero y el Rituerto se pueden correlacionar con las más bajas, iguales o inferiores aproximadamente a la de +16 m del Rituerto, de modo que corresponderían al Pleistoceno superior.

El resto de **arroyos** tan sólo desarrollan alguna terraza o abanico-terrazza en áreas de desembocadura con el Duero o el Rituerto, que muchas veces suelen enlazar con los niveles más bajos de estos últimos, y que reflejan en su composición las características del sustrato más inmediato.

7.3.4. Sector septentrional de la cuenca de Almazán.

Se agruparán aquí las cuencas fluviales de los ríos **Mazo**, **Izana** y **Fuentepinilla**, así co-

mo otras de menor entidad. Se trata de un área muy amplia y variada, ya que abarca desde la falda meridional de la sierra de Cabrejas (Mesozoico carbonático y Weald-Utrillas de Cameros), donde se sitúan las cabeceras de los ríos principales, hasta la campiña baja del sector central del Duero, pasando por las áreas topográficamente deprimidas de la campiña paleógena de Quintana Redonda (detríticos areno-arcillosos plegados) y la más elevada de Pinares de Almazán (terrazas fluviales cuaternarias y neógeno subhorizontal de areniscas y gravas).

Las cuencas principales (Fig. 7.16) son medianamente grandes (140-200 km²) y se presentan alargadas en sentido aproximado N-S, con razones de elongación entre 0,40 y 0,50, excepto algún caso como el Fuentepinilla (0,59), algo más equidimensional.

Las **redes** son de tipo **dendrítico**, si bien presentan ciertas variaciones en función del sustrato por que circulan y su estructura. Así, en las áreas de cabecera a pie de la sierra de Cabrejas, sobre materiales pre- y sintectónicos, tienen cierta tendencia a un tipo paralelo en sentido E-O según la fracturación dominante, con ángulos de confluencia agudos. En las áreas más degradadas y topográficamente deprimidas sobre terciario corresponden a un tipo dendrítico s.s., con ángulos de confluencia cercanos a los 90°, sin un control estructural claro y con fondos de valle en artesa. Por último, su encajamiento en las áreas elevadas de Pinares de Almazán (en materiales detríticos poco consolidados), la tendencia es a una red de tipo pinnado (*trellis*), tramos rectos y cortos (excepto los de los cauces principales), con ángulos de convergencia de entre 45° y 90°; red propia de un área en encajamiento activo, con direcciones dominantes N-S, NE-SO y NO-SE y valles en V.

Las **densidades de drenaje** son bastante constantes, independientemente del tipo de sustrato sobre el que se asienten las cuencas o de su superficie: 3,12 km/km² de media.

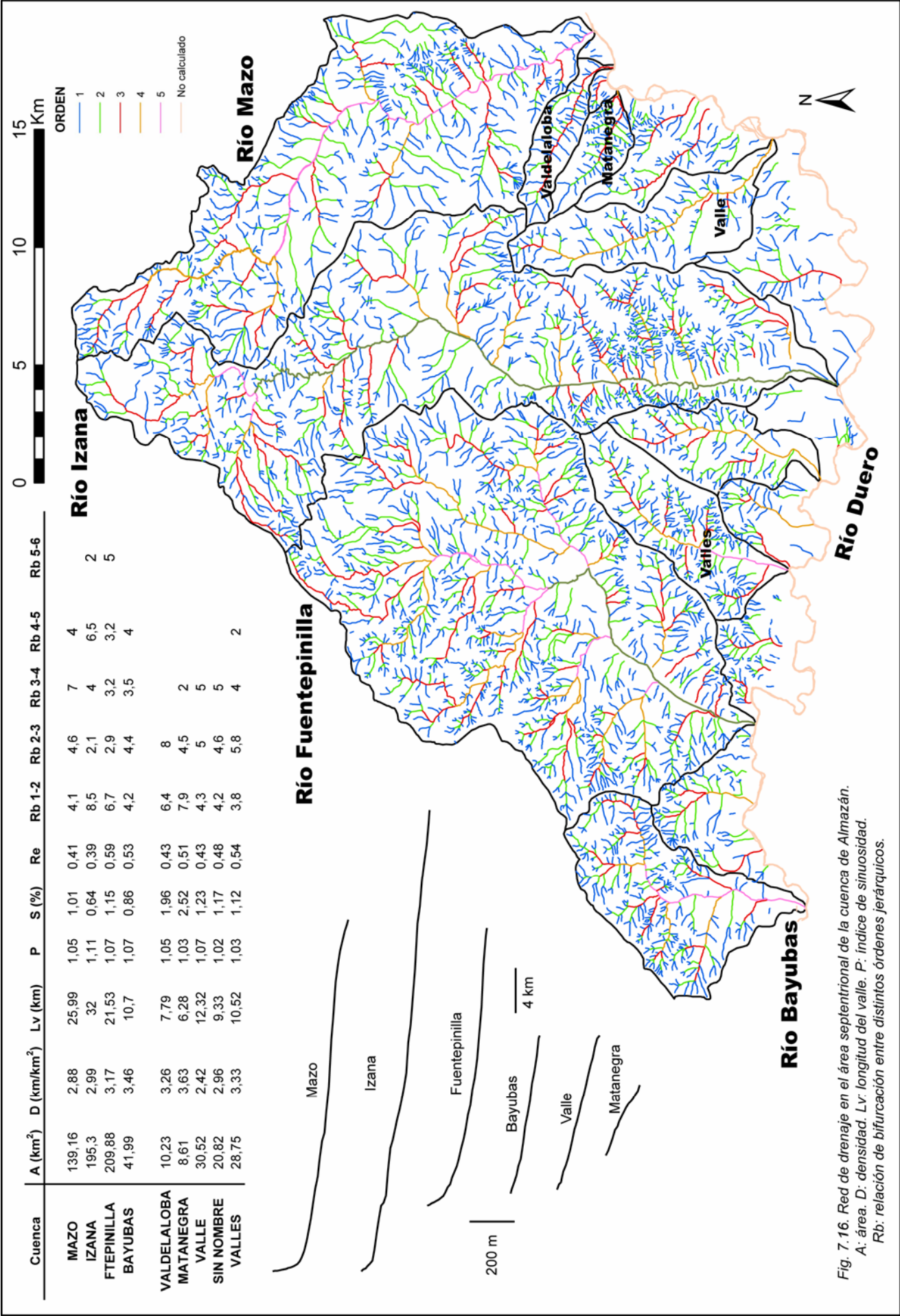


Fig. 7.16. Red de drenaje en el área septentrional de la cuenca de Almazán.
A: área. D: densidad. Lv: longitud del valle. P: índice de sinuosidad.
Rb: relación de bifurcación entre distintos órdenes jerárquicos.

La diversidad de sustratos y de condicionantes estructurales en distintos sectores provoca también unas **razones de bifurcación** bastante dispares (entre 3 y 8) en las cuencas grandes; mientras que en las cuencas situadas en un solo tipo de sustrato estas relaciones suelen ser mucho más constantes, comprendidas normalmente entre 4 y 5.

Los **canales** son de manera casi exclusiva de tipo recto a lo largo de todas sus trayectorias (grados de sinuosidad inferiores a 1,10). En el caso de las pendientes medias, también se encuentra la lógica división entre las cuencas mayores sobre áreas más deprimidas, de pendiente relativamente baja, inferior al 1,1%; y las cuencas menores, de mayor relieve relativo y valles más estrechos, de gradientes netamente superiores a este valor.

Por lo que respecta a la **asimetría** en planta de la red, FERNÁNDEZ *et al.* (2004) hablan de una clara diferencia entre las vertientes E y O de las cuencas, de la que deducen un basculamiento tectónico regional hacia el E y el S. Sin embargo, una asimetría en este sentido sólo es medianamente clara en las cuencas del Bayubas, Fuentepinilla y Mazo; mientras que en otras como las del Izana, Valle y otros arroyos menores es justo la contraria, de modo que las relaciones con la tectónica podrían ser más complejas o incluso inexistentes.

Los **cursos secundarios** (arroyos de Valdelaloba, Matanegra, Valle, etc.), no presentan terrazas, al tratarse presumiblemente de redes recientes con tendencia al encajamiento vertical en el relieve propio del sistema escalonado de terrazas del Duero (Mapas 4 y 5). Sus depósitos se limitan al fondo del valle, con gravas silíceas, arenas y arcillas de origen mixto aluvial-coluvial a partir del sustrato terciario más inmediato.

Cuencas principales.

El **río Mazo** no parece presentar terrazas cartografiables en su tramo de cabecera, en el Weald de Villaciervos, ni al atravesar el cretá-

cico superior carbonático en forma de garganta abierta cerca de Camparañón.

En el área topográficamente mucho más abierta del paleógeno de Navalcaballo-Lubia sí muestra una serie de glacia-terrazas medias-bajas con pendiente tendida hacia el fondo del valle, a +10-12 m y +30 m. Adquieren mayor extensión en la margen derecha.

Se componen de cantos de cuarcita y arenisca con escasos de caliza, muy rodados y redondeados con tendencia al aplanamiento, fuertemente eolizados, englobados en una escasa matriz arenosa anaranjada (10%). Son también frecuentes los niveles de arenisca con laminaciones cruzadas de surco. Los tamaños medios de los cantos se asemejan también a los de las terrazas del Duero, con un intervalo modal de 2-5 cm; si bien aquí no se da la abundancia de bloques del Duero y los centiles no suelen sobrepasar los 15 cm. Estos mismos depósitos corresponden a los descritos por BELTRÁN *et al.* (1980) como cantos de caliza e interpretados como “rañas”, algo sin demasiado sentido habida cuenta de su posición morfotopográfica y sus relaciones con el sistema fluvial cuaternario.

Aguas abajo, encajado en la campiña alta hasta su desembocadura en el Duero cerca de Valdespina, sólo conserva terrazas altas en ambos márgenes ya relacionadas con las del Duero: a +30-35 m (relacionada con TDA₈) y +85 (TDA₃), y con depósitos semejantes a éstas (Tabla 7.2). La diferencia de cotas relativas respecto a las del Duero se explica por la fuerte convexidad del Mazo en este tramo final.

El fondo actual presenta la misma composición que las terrazas, aunque con mayor proporción de finos e influencia mixta por aportes de tipo coluvial a pie de las laderas más escarpadas, y de conos de deyección en la confluencia de arroyos afluentes.

El **río Izana** presenta, de manera semejante al Mazo, un área de cabecera en la sierra de Cabrejas donde se reduce a un estrecho fondo de valle, en especial en el cañón que forma encajado en el cretácico entre Villabuena y las Cuevas de Soria; un área abierta con una am-

plia llanura aluvial y terrazas bajas en el paleógeno de Quintana Redonda; y terrazas altas relacionadas ya con las del Duero en los Pinares de Almazán entre Tardelcuende y Matamala de Almazán, si bien aquí conserva también niveles bajos en forma de estrechas terrazas y glacis-terrazza.

Los niveles cartografiados (Tabla 7.2) se encuentran a: +3 m (TDA₂₀), +6-6,5 m (TDA₁₉), +15 m, +20-25 m y +80 m (TDA₆), desarrolla-das preferentemente en su margen izquierda.

En comparación con las terrazas del Duero, en el Izana se ve una composición litológica semejante; si bien se detecta una clastometría más fina, con predominio de los niveles de gravas y arenas (en lugar de cantos), y una mucho menor proporción de bloques (Fig. 7.17).

Su fondo se desarrolla sobre el sustrato terciario, con una anchura que no suele exceder los 300 m, más rica en finos de facies de llanura y *overbank* que las terrazas. En el área de las Cuevas de Soria, a partir de una surgencia kárstica, constituía encharcamientos que dieron lugar a turberas explotadas en tiempos, como comenta PALACIOS (1890, p. 402), quien habla de hasta 2 m de espesor, sobre las que se dispone un depósito travertínico de llanura en el que se encaja el canal actual unos 2-3 m. En el tramo encajado en los Pinares de Almazán recibe muchos aportes de conos aluviales a partir de arroyos afluentes de relativa alta pendiente, en un área de fuerte erosión y frecuentes acarcavamientos. Estos conos hacen desaparecer prácticamente la típica llanura plana y constriñen al canal, que traza una planta sinuosa entre el sistema de abanicos coalescentes de ambas márgenes (Mapa 4).

El río **Fuentepinilla** presenta la singularidad de haber labrado un valle mucho más amplio que los anteriores, con una campiña muy abierta en sustrato neógeno desde su nacimiento al pie de la sierra de Hinojedo hasta su desagüe al Duero en Andaluz (Mapa 4). Esta campiña consiste en un relieve muy degradado, reducido a unas formas alomadas muy planas de valles e interfluvios, en el que casi no se han conservado restos de terrazas, aunque se han podido distinguir y cartografiar algunos

depósitos detríticos y travertínicos interpretados como tales.



Fig. 7.17. Terrazas a +3 m (A) y +80 m (B) en el río Izana. Nótese las facies más arenosas y el menor tamaño medio de los cantos en la terraza alta.

Las terrazas detríticas (Tabla 7.2) aparecen en ambas márgenes del valle, aunque principalmente en la izquierda, a +70 m (TDA₆ del Duero) y +80 (TDA₅); además de un par de niveles más propiamente de glacis a +35-40 m y +50 m, en torno a Valderrueda y Valderrodilla. Están compuestas por depósitos semejantes a los de ríos anteriores: gravas y cantos de cuarcita, arenisca y cuarzo, y hasta un 50% de niveles arenosos con laminaciones cruzadas de surco. Las gravas presentan imbricación al SO, y se ha podido medir un espesor de hasta 4 m (Fig. 7.18).

En cotas bajas sólo parecen haberse conservado unos pequeños niveles travertínicos en los tramos altos, como en torno a La Barbolla en el allí llamado río Castro, con un par de restos muy degradados a +12-14 m, de aspecto pulverulento y laminar.

Pero los afloramientos **travertínicos** más extensos y mejor conservados son sin duda los del arroyo de San Vicente en Fuentelárbol, ya

citados por PALACIOS (1890, p. 400). Se distinguen varios edificios a +8-10 m y +20 m, con espesores superiores a los 10 m (no se ha podido determinar su muro), de tipo complejo,

con facies de tubos verticales, tubos cruzados, niveles oncolíticos, laminaciones algales, niveles detríticos... que merecen sin duda un estudio detallado (Figs. 7.19 y 6.22).



Fig. 7.18. Afloramiento de terraza del río Fuentepinilla a +70 m sobre el cauce actual, cerca de Osona.



Fig. 7.19. Edificio travertínico a +8-10 m en el arroyo de San Vicente, en Fuentelárbol.

Dada la carencia de dataciones y a que su dinámica de acumulación e incisión difiere completamente de las terrazas detríticas, no se aventurará aquí ningún intervalo de **edad**. Desde el punto de vista paleoambiental, los carbonatos fluviales se asocian en el entorno a etapas cuaternarias de estabilidad morfológica y biostasia bajo un régimen de lluvias relativamente elevadas (épocas de intensa karstificación en macizos calizos), probablemente superiores a las actuales; con fitoestabilización de vertientes y escasez de transporte de terrígenos en cauces de poca profundidad y baja capacidad erosiva; aguas transparentes y oxigenadas (GARCÍA DEL CURA y ORDÓÑEZ, 1984; ORDÓÑEZ *et al.*, 1990); esto es, una dinámica aproximadamente inversa a la expuesta para las terrazas detríticas. No obstante, influyen también circunstancias locales, como una ruptura de pendiente con formación de barreras y la existencia de una surgencia más o menos continua de agua sobresaturada en carbonato, ya que las aguas superficiales tienden a la degradación de los edificios (ORDÓÑEZ *et al.*, 1986; GONZÁLEZ y GONZÁLEZ, 1989; MELÉNDEZ *et al.*, 1996; SANCHO *et al.*, 1997).

Los edificios de la cuenca del Fuentepinilla se asociarían a descargas puntuales en los fondos de los valles, por oposición a los travertinos de tipo fuente según surgencias elevadas o los de tipo barrera en zonas de ruptura topográfica (ORDÓÑEZ *et al.*, 1986).

Estas surgencias están asociadas al karst de los afloramientos cretácicos de la sierra de Hinodejo, La Muela y otros. Siguen activas en la actualidad aun de manera muchas veces intermitente, de modo que caracterizan las cabeceras de estos valles, donde se localizan muchas áreas encharcadizas marcadas como fondos semiendorreicos en la cartografía (Mapa 4). Es el caso de las áreas de La Revilla de Calatañazor, Fuentelaldea, La Muela o Torreandaluz, con depósitos carbonáticos pulverulentos o en facies de tubos en capas irregulares de espesor métrico. A este carácter anegadizo se asocian también las turberas mencionadas por PALACIOS (1890, p. 402) aguas abajo, en Fuentepinilla.

Ya en este tramo bajo, alejada de las áreas de surgencia kárstica y hasta la desembocadura, la llanura se ensancha considerablemente y se presenta formada casi exclusivamente por detríticos finos con niveles de gravas.

Los fondos de valle secundarios de la campiña, con pendientes relativamente altas, presentan los típicos depósitos aluvial-coluvial de arenas, limos, arcillas y cantos. Frente a estas zonas bajas, sobre los replanos estructurales en calizas y brechas calcáreas más elevados del área al NO de La Muela se dispone una red de drenaje apenas funcional aunque con fondos considerablemente anchos, en los que se depositan arcillas y limos rojos sin apenas gravas o arenas, como material de descalcificación removilizado de las facies neógenas y transportado por procesos mixtos aluvial y de arroyada.

El **río Bayubas**, recogido en su práctica totalidad en el sector SE del Mapa 3, es con sus 42 km² de cuenca y sus 14 km de longitud del cauce, uno de los menores de la región. Discurre completamente sobre diversas facies neógenas, con predominio de las detríticas de arenas y gravas, a partir de cuyos materiales más resistentes ha generado por encajamiento un relieve estructural escalonado.

Terrazas (Tabla 7.2) sólo presenta en el tramo de desembocadura, ya relacionadas con las del Duero y de composición similar a éstas. Se han medido niveles a +9 m (TDA₁₄), +18 m (TDA₁₂) y +40 m (TDA₈).

A la altura de Bayubas de Abajo y en la margen derecha, remarcando una clara asimetría del valle con progresivo desplazamiento del canal hacia el E, se localizan un par de niveles de glaciis de ladera a +9 y +40 m, relacionados cronológicamente con las terrazas de similar cota. Sus escasos depósitos los componen unas gravas silíceas muy arenosas.

Desarrolla además una llanura aluvial de unos 300 m de anchura en su tramo más bajo, formada fundamentalmente por materiales finos. Aguas arriba, el fondo del valle es bastante más estrecho y presenta una mayor influencia de aportes coluviales y de conos de deyección en afluentes, en un área de relieve algo mayor.

Considerando los **perfiles longitudinales** de los cauces estudiados (Fig. 7.16) se puede establecer también una tipología:

- Por un lado, están los ríos que discurren en su tramo de cabecera por la montaña mesozoica septentrional (Mazo, Izana). Éstos muestran perfiles complejos, esencialmente cóncavos aunque con rupturas más o menos netas en los cambios litológicos Weald-Cretácico superior y con el borde de cuenca; en este último no se excluirían a priori también posibles causas neotectónicas.
- El río Fuentepinilla presenta un perfil cóncavo a lo largo de todo su desarrollo, caracterizado por la homogeneidad del sustrato neógeno detrítico.
- Los cursos menores como el Bayubas o el arroyo del Valle, de dinámica más tendente al encajamiento vertical, presentan unos gradientes mucho más continuos. O incluso en algún caso, como el arroyo de Matanegra, claramente convexo.

Todos los perfiles presentan en su tramo final de desembocadura una ligera convexidad, ligada al descenso por encajamiento del nivel de base marcado por el río Duero.

7.3.5. La red del río Ucero.

Se comprenderá aquí la red fluvial del área neógena de la *Tierra del Burgo* (Mapa 3), con un sustrato de detríticos gruesos (intercalaciones de niveles de arenas y gravas) y algunos asomos de anticlinales cretácicos; si bien la cabecera del río Abión abarca parte de la sierra de Cabrejas y de las formaciones del Weald de Cameros (Mapa 1).

Además del propio río Ucero, recogido tan sólo en su tramo final por lo que no será objeto de estudio en detalle, los ríos principales y afluentes de éste por la izquierda son el Abión y el Sequillo, ambos de dirección general NE-SO determinada quizá por la fracturación regional (BERGAMÍN *et al.*, 1996). El resto lo componen arroyos menores.

Entre las peculiaridades de la zona se puede resaltar un relieve relativamente marcado para tratarse de un área central de cuenca, lo que

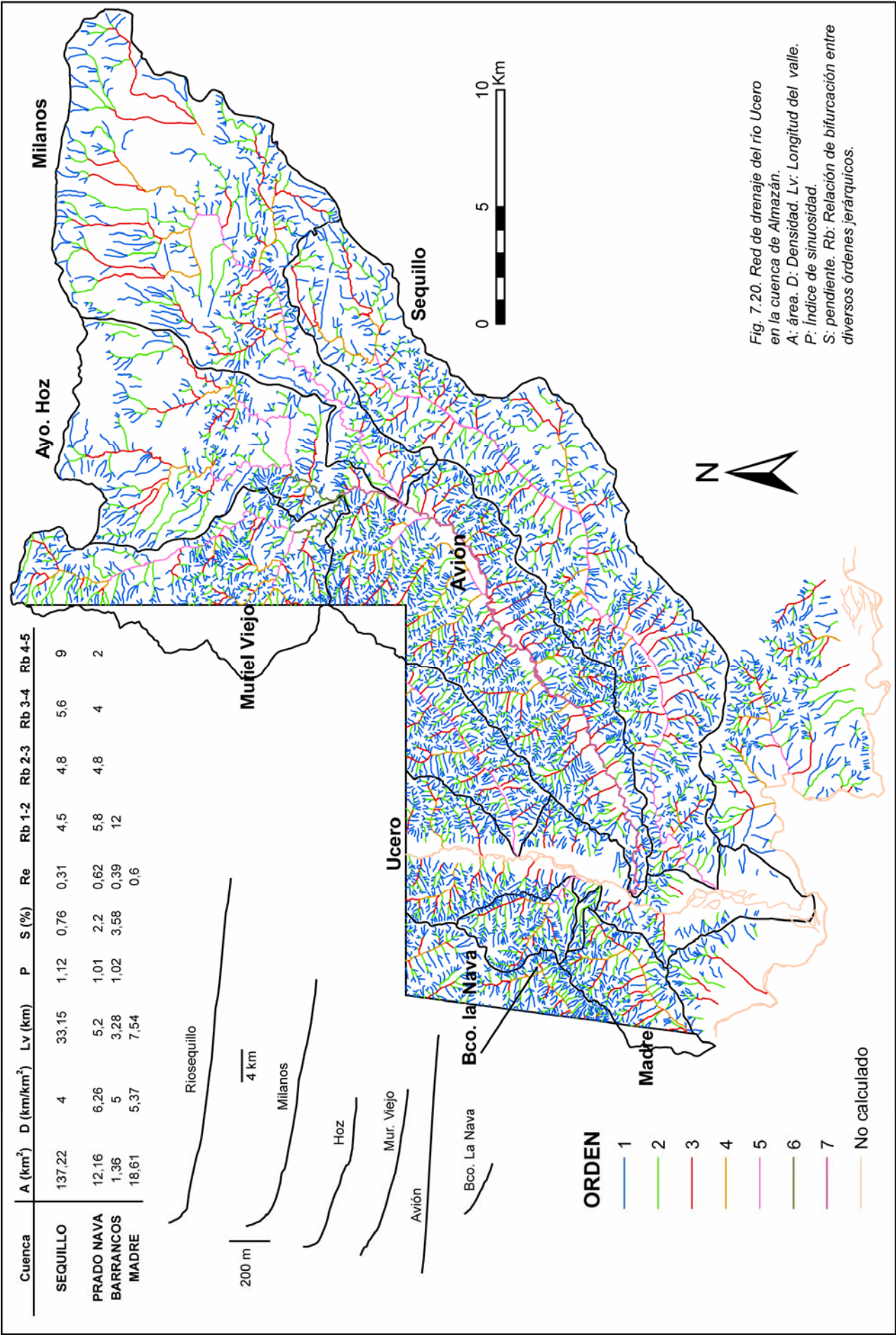
deriva en un encajamiento neto de la red fluvial que adquiere caracteres de **tipo pinnado** propio de áreas de sustrato blando subhorizontal y fuerte encajamiento, de las que un caso extremo serían los acarcavamientos, muy comunes aquí. Una red pinnada se puede definir también como una red dendrítica de alta densidad (SENCIALES, 1999); así ésta es más alta que en el resto de la región, superando siempre los 4 km/km², y es especialmente elevada en el caso de los arroyos secundarios. Fuera del sustrato terciario se encuentran otras tipologías de red: de tipo subparalelo sobre las superficies planas en sustrato cretácico calizo de la sierra de Cabrejas (cabecera del río Milanos), subdendrítica con control estructural en el Weald (cabecera del río de Muriel Viejo), anular en torno al anticlinal de La Cuenca... (Fig. 7.20).

También las **orientaciones preferentes** NE-SO presentan discontinuidades, como en el borde meridional del bloque de la sierra de Cabrejas, donde tienden más a E-O.

Las **formas de las cuencas** son marcadamente alargadas, en especial en los ríos mayores (Abión, Sequillo), con razones de elongación en torno a 0,30; y algo menor en los arroyos secundarios, con razones de elongación de 0,60, excepto el caso del arroyo de Barrancos (unos 1,5 km al NO de Osma, Mapa 3). Es éste un arroyo de gran fuerza erosiva remontante que ha capturado y decapitado la parte alta de la cuenca mucho mayor del arroyo Madre, afluente del Duero que discurre en perpendicular al Barrancos.

La morfología de la mayoría de los valles es en V, muy incididos y prácticamente sin depósitos cartografiables; sólo los cursos mayores desarrollan fondos planos, terrazas y llanuras aluviales de anchura considerable.

Las **pendientes** son muy leves, inferiores al 0,8% en el caso de los ríos principales Abión y Ucero; y algo superiores al 2% en los arroyos secundarios. Los cauces son bastante rectos en general ($P < 1,05$), si bien el Abión y el Ucero son sinuosos ($P > 1,1$), con algunos tramos que entrarían dentro incluso de la clase de los meandriformes.



Las **razones de bifurcación**, bastante constantes en general en torno a 4,5-5,5 en la mayoría de los órdenes y cursos, hablan de una buena jerarquización de la red de drenaje.

Las redes presentan una doble **asimetría** (Fig. 7.20):

- Por un lado, los cursos principales de dirección NE-SO, en especial el Abión y el arroyo de la Veguilla (y de manera mucho menos clara en el Sequillo, que presenta mayor complejidad), presentan un progresivo desplazamiento hacia el SE en acuerdo con el señalado por FERNÁNDEZ *et al.* (2004), con los arroyos de sus márgenes derechas de longitud sensiblemente superior a los de las márgenes izquierdas. Esta asimetría hacia el S coincide con la propia pendiente deposicional del sustrato neógeno, así como con la elevación tectónica del bloque de Cameros respecto a la cuenca de Almazán según el sistema de cabalgamientos de San Leonardo.
- Por otro, en los cursos de dirección NO-SE y E-O se observa un desplazamiento hacia el NE y el N, que en principio no encaja con condicionantes tectónicos o estructurales del sustrato. Se evidencia igualmente la mayor longitud de los afluentes y el frecuente desarrollo de glaciares y replanos estructurales escalonados en la margen derecha. Para explicar esta asimetría se proponen aquí causas climáticas que serán analizadas en detalle en el Capítulo 9.

Los **perfiles longitudinales** de los cursos principales (Fig. 7.20) presentan características comunes, como es la concavidad general. Convexidades locales aparecen asociadas en la mayor parte de los casos a cambios litológicos, esencialmente en el paso de la montaña mesozoica a la cuenca terciaria y dentro de la propia cuenca, al atravesar los anticlinales cretácicos del Umbral del Burgo de Osma. El más neto de todos los estudiados se localiza en el arroyo de la Hoz por la erosión remontante a partir de la Fuentona de Muriel, que supone un brusco descenso de su nivel de base por procesos fluvio-kársticos.

El **río Ucero** (Mapa 3) presenta una amplia vega del orden de 1 km de anchura, en especial

aguas abajo del anticlinal del Burgo de Osma. En ella, además del propio *overbank* actual, de unos 200-300 m de anchura y en el que divaga el curso actual sinuoso-meandriforme, presenta dos terrazas bajas, a +3-4 m y +6-10 m, relacionadas con los niveles TDA₂₀ a TDA₁₈ del Duero, del Pleistoceno superior-Holoceno.

Además, en el área de desembocadura presenta varias terrazas medias: a +17 m (TDA₁₄) y +28 m (TDA₁₂). Sus clastometrías son similares a las del Duero, con un predominio claro de las gravas de 2-5 cm de diámetro mayor (hasta un 70%), englobadas en escasa matriz arenosa; sin embargo, los centiles no suelen superar los 20 cm, sensiblemente menores que en el Duero; en su composición entran además en mayor proporción los cantos de naturaleza caliza, aun cuando los silíceos siguen siendo predominantes.

Aguas arriba del Burgo de Osma se presenta una clara **asimetría** del valle, con depósitos que marcan un escalonamiento de O a E (en su margen derecha), tanto de las terrazas bajas detríticas (+3-4 m y +6-8 m), como de un resto travertínico a +18-20 m en Sotos del Burgo y unos sistemas de glaciares de ladera de tipo erosivo. El resto travertínico es de tipo pulverulento, y su origen probablemente radique en los edificios travertínicos asociados a las surgencias kársticas de aguas arriba, en el borde jurásico-cretácico carbonatado de San Leonardo. Los arroyos de esta margen derecha aportan material a la llanura en forma de conos de deyección en su desembocadura.

Frente a ello, en la margen izquierda los arroyos afluentes, de menor pendiente general, no suelen generar estas acumulaciones: sus fondos de valle enlazan sin solución de continuidad con la llanura aluvial del Ucero y sus cauces se pierden muchas veces en ésta. Los replanos cartografiados como terrazas en esta margen izquierda por RUIZ y VALVERDE (1991) a +25-30 m, +45-50 m y +70 m en el entorno de Valdelubiel, resultan indistinguibles para nosotros de los replanos estructurales de su entorno en niveles neógenos.

Pasando a analizar los afluentes del Ucero, el **río Sequillo** no presenta, como sí parece ser la norma en la zona, una asimetría clara y marca-

da en su valle, sino que su trayectoria es variable quizá debido a puntos en los que la resistencia de bloques cretácicos le impide desplazarse de forma uniforme, no pudiendo más que encajarse verticalmente formando una pequeña *cluse*, como al SO de Boós, o una *combe*, como en Lodares de Osma.

Desde su cabecera en el borde occidental de la sierra de Hinodejo (Mapa 1) hasta su desembocadura al Ucero en La Olmeda (Mapa 3), describe un valle de perfil escalonado por el encajamiento en materiales neógenos alternantes de diferente resistencia, con apenas unos glacis erosivos en la vertiente derecha cerca de Boós (Mapa 3) o Rioseco de Soria (Mapa 4). No se han encontrado depósitos de terraza, y su llanura actual la forman esencialmente materiales finos (limos y arcillas con niveles de cantos), con gran importancia de los aportes coluviales a pie de las laderas y de conos de deyección a la salida de barrancos afluentes.

La del **río Abión** es una cuenca amplia y compleja, formada en su cabecera por tres cursos de mediana importancia y condicionantes geológicos algo diferentes en cada caso: el río de Muriel Viejo, el arroyo de la Hoz y el río Milanos.

El río de **Muriel Viejo** (Mapa 1) discurre en su práctica totalidad por el sustrato Weald-Utrillas de Cameros al O de la sierra de Cabrejas. Desarrolla una red muy condicionada por la disposición estructural homoclinal de los niveles más resistentes, y como señala SANZ (1992a) su fuerza erosiva hace que esté retrocediendo en su curso alto capturando en cabecera afluentes del Ebrillos como el arroyo de la Dehesa, que drenan hacia la depresión de la Cuerda del Pozo tras superar por completo el límite previo impuesto por la sierra de Cabrejas.

Sus depósitos conservados se reducen al fondo del valle, con materiales finos ricos en materia orgánica merced a los frecuentes encharcamientos, en el que discurre con dificultad un cauce meandriforme (Fig. 7.21). Aparte de ello, al rodear la sierra de Cabrejas, y por los aportes de surgencias kársticas de este macizo, desarrolla un pequeño nivel de terraza travertínica a la altura de Muriel de la Fuente a

unos 5 m por encima del cauce actual. No se ha localizado ningún buen afloramiento donde estudiar sus depósitos.



Fig. 7.21. Trazado meandriforme del cauce del río de Muriel Viejo, en el Vallejo Perdices.

Los otros dos cursos de cabecera del Abión tienen su origen relacionado con el macizo de la sierra de Cabrejas.

El **arroyo de la Hoz** (Mapa 1) nace en el pueblo de Cabrejas del Pinar, a partir de una surgencia en el borde septentrional de la sierra. Ésta es atravesada en sentido N-S según una hoz, como su nombre indica, en parte ya condicionada por un paleovalle terciario marcado por el engolfamiento de la Superficie de los Llanos de Calatañazor en los relieves de cumbres anteriores (Fig. 4.19).

A las dimensiones relativamente amplias del valle para el actual curso, además de estos condicionantes paleogeográficos heredados y a la evolución fluvio-kárstica ya comentada en el Apdo. 6.4.5, se puede añadir también la captura de su cabecera por retroceso hacia el S del

escarpe septentrional de la sierra de Cabrejas, a costa de irse ampliando las cuencas de los arroyos que drenan hacia la depresión de la Cuerda del Pozo. Sería por tanto una dinámica inversa a la del río de Muriel Viejo, cuya cabecera va por el contrario remontando y capturando parte de la red de la depresión de la Cuerda del Pozo.

Hacia este arroyo de la Hoz, como *thalweg* local, drenan esta parte occidental de la sierra de Cabrejas unas líneas sinuosas, en general poco definidas, apenas funcionales y muy degradadas por la karstificación. Aparecen incluso en las áreas más planas de la superficie de los Llanos de Calatañazor, a modo de los *flat bottomed dry valleys* de GLADFELTER (1971) o las *cañadas* que describen MUÑOZ y PALACIOS (1990b) en las calizas de la Llanura Manchega como antiguas redes fluviales. En sus cabeceras, por barrancos de mayor pendiente procedentes de las cumbres de la sierra, se ha formado un sistema de abanicos aluviales muy planos que no erosionan la superficie poligénica sino que se depositan sobre ésta. Se trata de abanicos dominados por procesos de *debris flow*, con depósitos de bloques y cantos angulosos de caliza sin ordenamiento interno envueltos en una escasa matriz (20%) de limos y arcillas de descalcificación. Dominan los tamaños de 2-5 cm, y su centil medido es de 40 cm (Fig. 7.22).

Aguas abajo, ya cerca del borde del macizo, hay un mayor encajamiento de la red de drenaje en uno de cuyos fondos se sitúan las surgencias kársticas que dan lugar al nacimiento del río Abioncillo y otros cursos en general más activos y continuos que los de aguas arriba. A partir de estas surgencias se generan una serie de depósitos muchas veces de carácter carbonatado: en la margen izquierda de la Fuentona de Muriel se observa un depósito mixto de limos carbonático-detríticos muy homométricos (Fig. 7.23a), hasta unos 2-3 m por encima del nivel actual de las aguas. Apenas unos cientos de metros aguas abajo, los depósitos son más puramente biogénicos, con facies de tubos verticales, lo que evidencia una menor energía de la corriente (Fig. 7.23b), siempre en la margen izquierda del valle. Por el contrario,

la sedimentación actual del río Abioncillo está dominada por arcillas orgánicas y gravas (Fig. 7.23c).

Los *niveles travertínicos* se continúan aguas abajo, ya con el nombre de **río Abión**, aproximadamente a +6-8 m de cota. Se desarrollan en las áreas de materiales más blandos (terciarios y formación Utrillas), donde el valle se ensancha y hay una expansión de la corriente: en Muriel de la Fuente, Abioncillo de Calatañazor y Blacos. Dentro de las construcciones travertínicas se pueden distinguir las áreas de aguas arriba (Abioncillo de Calatañazor) donde dominan las facies biogénicas de tubos verticales; y el tramo de aguas abajo, en la cuenca terciaria, donde aumentan los limos carbonáticos detríticos presumiblemente por destrucción de los edificios anteriores. Por otro lado, en las áreas más encajadas y estrechas en calizas y dolomías cretácicas, de mayor energía de corriente, la sedimentación es detrítica con arenas y gravas silíceas procedentes del Weald-Utrillas, así como cantos calcáreos de aportes coluviales inmediatos.

En todo este sector de borde entre la cuenca terciaria y la montaña mesozoica, los valles secundarios presentan igualmente anchuras considerables y son con frecuencia semiendorreicos, como la turbera existente junto al sabinar de Calatañazor.

También la cabecera del **río Milanos** (Mapa 1) está siendo capturada por la red de drenaje de la depresión de la Cuerda del Pozo en el área de Abejar-Herreros.

Los valles de esta cuenca son más amplios que en la del arroyo de La Hoz, al instalarse en gran parte en los paleógenos detríticos del sinclinatorio de La Mallota, si bien desarrolla algún corto cañón a la altura de Calatañazor. En este sustrato paleógeno la red es dendrítica y densa, con direcciones determinadas por la estratificación (contrastes litológicos entre conglomerados y arcillas). Existe algún caso de captura en la red secundaria como en Aldehuela de Calatañazor (Barranco de Valdequña), donde se distingue incluso un valle colgado (Fig. 7.24).

7.3.6. La campiña de Velamazán.

En esta área se agrupan en su mayor parte cuencas secundarias de escasa extensión, ocupadas por arroyos esporádicos e intermitentes que convergen directamente al Duero en su margen izquierda. El río principal de la zona es el Morón, que desemboca al Duero cerca de Almazán y cuya cuenca está comprendida en su práctica totalidad fuera del área de estudio, en la hoja topográfica 1:50.000 nº 407 (Morón de Almazán), por lo que apenas se harán referencias al mismo.

El sustrato geológico lo constituyen las facies neógenas centrales de la cuenca, cuyas diferencias litológicas hacen que se distingan dos tramos en la configuración de los valles: un tramo alto de encajamiento neto en las capas duras (calizas) y fisiografías mucho más amplias en el tramo bajo arenoso de campiña.

Las **direcciones predominantes** oscilan desde E-O en el sector oriental a N-S en el resto, incidiendo siempre en perpendicular al río Duero. Las orientaciones sistemáticas de los cauces hacen pensar en un posible control estructural según fracturas, si bien éstas no se han podido detectar en superficie en estas facies blandas (Fig. 7.25). Las cuencas presentan además una fuerte asimetría: las del sector oriental, de sentido E-O, muestran en su cauce principal una clara excentricidad hacia el N, siguiendo la pendiente general de bajada de la sierra de Perdices, y una mayor longitud de las líneas afluentes de S a N (margen izquierda). En el resto de arroyos la asimetría aparece casi indefectiblemente marcada por el desplazamiento de los cauces principales hacia el E, con mayor longitud de los cauces de la margen izquierda, quizá consecuencia de las redes preferentes de fracturación, si bien no cabe descartar una influencia neotectónica.



Fig. 7.22. Superficie pedregosa de un abanico del piedemonte de la sierra de Cabrejas.



Fig. 7.23. El entorno de la fontana de Muriel y el nacimiento del río Abioncillo. A: Depósito de limos carbonáticos a unos 5 m de cota sobre el nivel actual de la laguna. B: Nivel travertínico en el río Abioncillo, que alcanza unos +3 m. C: Llanura actual arcillosa.



Fig. 7.24. Valle colgado del barranco de Valdequiña, en Aldehuela de Calatañazor. El actual cauce discurre de derecha a izquierda, al fondo de la fotografía.

Consideradas las cuencas más extensas (Molinillo, Vadillo, Dehesa, Peñuela, Cubillo), de entre 20 y 40 km², se ven **relaciones morfo-métricas** homogéneas: cuencas ligeramente elongadas, como marcan sus factores de forma entre 0,46 y 0,62; densidades de drenaje moderadas, en torno a 3-4,5 km/km², y una buena jerarquización, muy constante entre 3,7 y 5. A pesar de su corto recorrido y de atravesar un cierto relieve, al discurrir en gran medida por la campiña arenosa del Duero las pendientes son bastante tendidas, de entre 0,9 y 1,7%. Los patrones de canal son en todos los casos de tipo recto, con índices siempre inferiores a 1,1. Sus perfiles longitudinales no muestran más complejidad que ligeras variaciones de pendiente en los cambios de facies del sustrato.

No son frecuentes los **depósitos de terraza**. En las áreas más bajas, sin embargo, muestran conos de desembocadura relacionados con las terrazas del Duero, en varios niveles y ya descritos (Apdo. 7.2.2.). Con composición fundamentalmente silíceas, presenta en el sector oriental el arroyo Vadillo una terraza en Los Guijarrales, a +8-10 m, relacionada con el nivel TDA₁₅ del Duero y con marcada pendiente hacia el O, de manera paralela al *thalweg*. Los fondos de valle, de morfología plana y cultivados, están formados en su mayor parte por materiales de tipo arcillo-limoso con frecuentes cantos de naturaleza mixta, al proceder de las diferentes facies neógenas (silíceas y calizas), morfologías de tendencia angulosa y escaso ordenamiento interno consecuencia de su génesis mixta aluvial-coluvial.

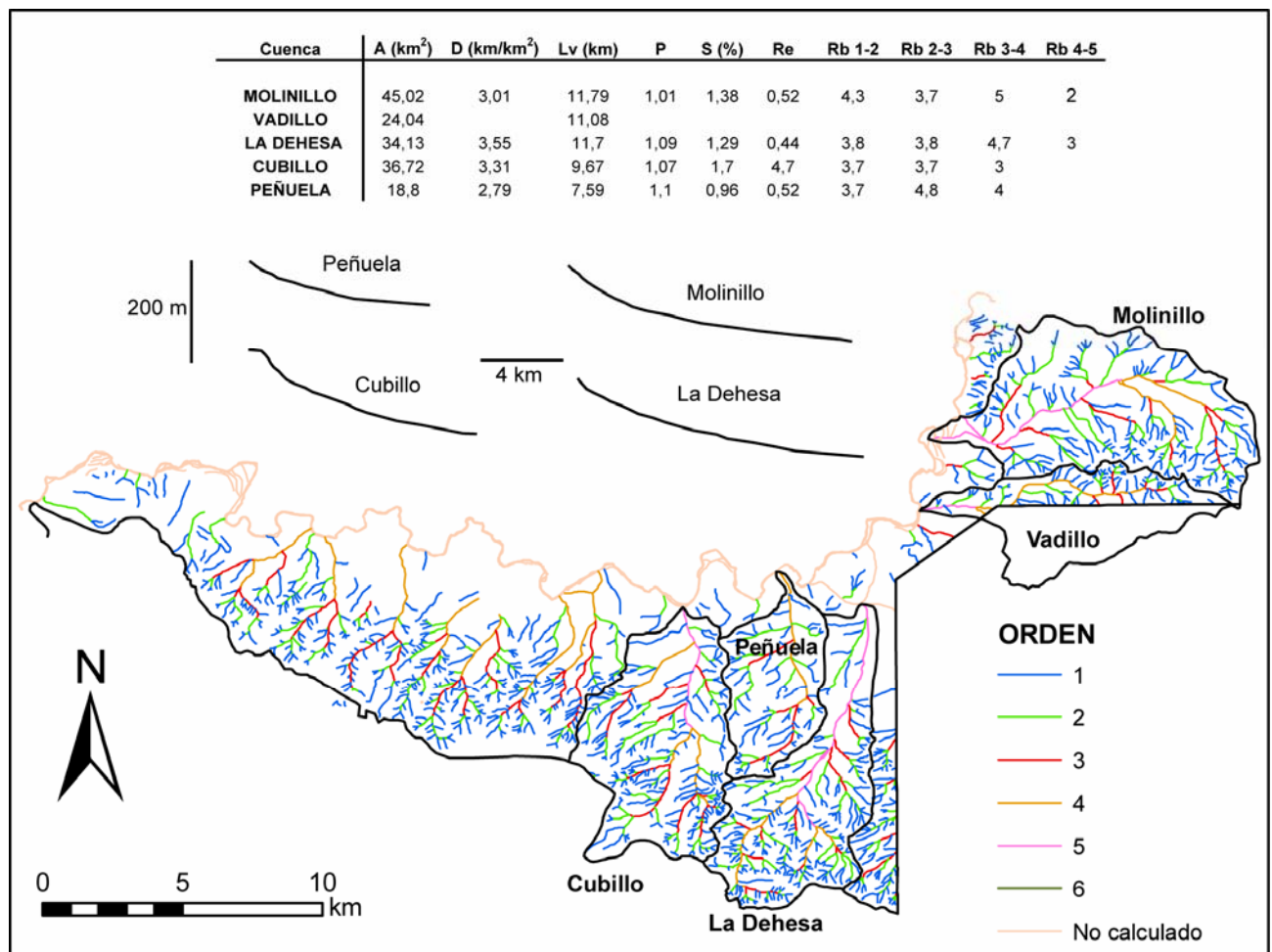


Fig. 7.25. Red de drenaje de la campiña de Velamazán. A: área. D: Densidad. Lv: Longitud del valle. P: Índice de sinuosidad. S: Pendiente. Rb: Relación de bifurcación entre diversos órdenes jerárquicos.

En el río **Morón**, LENDÍNEZ y VALVERDE (1991) definen en la Hoja geológica de Morón de Almazán (407) cuatro niveles de terraza en su tramo bajo, a +1-4 m; +10-12 m; +15-18 m y +20-22 m. Cerca de la desembocadura con el Duero se recogen en el área cartografiada dos niveles, a +6 y +9 m. Los constituyen por un lado de manera predominante gravas y cantos de cuarcita y arenisca de unos 7-10 cm de diámetro medio y centil de 35 cm, con bordes subangulosos a subredondeados, formas aplanadas y con tendencia al alargamiento, resedimentados de las formaciones terciarias detríticas. Son también muy frecuentes las pátinas de carbonato alrededor de los cantos. Por otro lado, un 5-10% de los clastos son cantos y bloques de calizas neógenas, con morfologías de tendencia paralelepípedica y bordes angulosos; su tamaño medio es mayor, con centil de 45 cm. La matriz ocupa un 50-60% del volumen y es de naturaleza arenolimsa. Su llanura aluvial, de composición similar a las terrazas, se presenta sobreelevada a +3-4 m respecto al Duero, con un claro escarpe sobre la llanura de inundación de este último.

7.3.7. La cuenca del río Bordecorex.

Con sus 636 km², constituye una de las mayores cuencas y ocupa el sector SE del área estudiada; en gran parte está recogida en el Mapa 7, si bien su desembocadura al Duero se localiza en la esquina NE del Mapa 6. Marca además el borde SE de la cuenca hidrográfica del Duero, al limitar al S con la vertiente del Tajo (alto Henares) y al E con la del Ebro (alto Jalón), las cuales por su mayor poder erosivo van haciendo retroceder los límites de la primera (Fig. 7.3).

El cauce principal es por su longitud y área de cuenca el del propio río Bordecorex (también llamado Torete en su tramo más bajo), aunque cerca de su desembocadura toma, impropriadamente desde el punto de vista hidrológico y geomorfológico, el nombre de su afluente principal el Escalote, río de menor orden jerárquico.

Como el resto de los afluentes principales del Duero que nacen en la montaña meridional (Ibérica castellana), se puede estructurar en varios **tramos**: uno de cabecera, en el que la red discurre sobre los mesozoicos del bloque montañoso; un tramo medio en materiales resistentes del borde de la cuenca terciaria (calizas, conglomerados); y un tramo bajo sobre las facies arcillo-arenosas de la campiña central del Duero.

La morfología en el **tramo de cabecera** se caracteriza por una serie de *poljes* más o menos funcionales conectados según *combes* o *cluses* por esta red fluvial, que los ha ido capturando a lo largo del Cuaternario, como el de Radona y el sistema de Los Vallejos (Fig. 6.12). Presenta así una dinámica fluvio-kárstica, en la que se combinan áreas de pérdidas, semiendorreicas o incluso las propias surgencias del nacimiento de los ríos: el Bordecorex en el polje de Conquezuela (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1997), el Escalote en el polje de Barcones, el arroyo de Romanillos en el de Picazares o el arroyo de la Hoceilla en el de Barahona. Por otro lado, sobre las superficies erosivas terciarias, en especial sobre la M₂ en los Altos de Barahona y con un encajamiento muchísimo menor aparecen también unas *vaguadas* que se describirán más adelante.

En el **tramo medio** desarrollan encajamientos profundos en forma de cañón en las facies calizas, como entre Radona y el propio pueblo de Bordecorex (Fig. 6.27); y valles igualmente profundos pero más abiertos en las facies conglomeráticas. Los fondos son amplios, en artesa, con desarrollo de llanuras aluviales que reciben aportes laterales de coluviones y conos.

En el **tramo bajo**, al atravesar la campiña del Duero, el valle del Bordecorex presenta escaso relieve y el fondo adquiere una geometría amplia y plana, con la singularidad de la *cluse* en el macizo cretácico de Berlanga de Duero (Fig. 5.23).

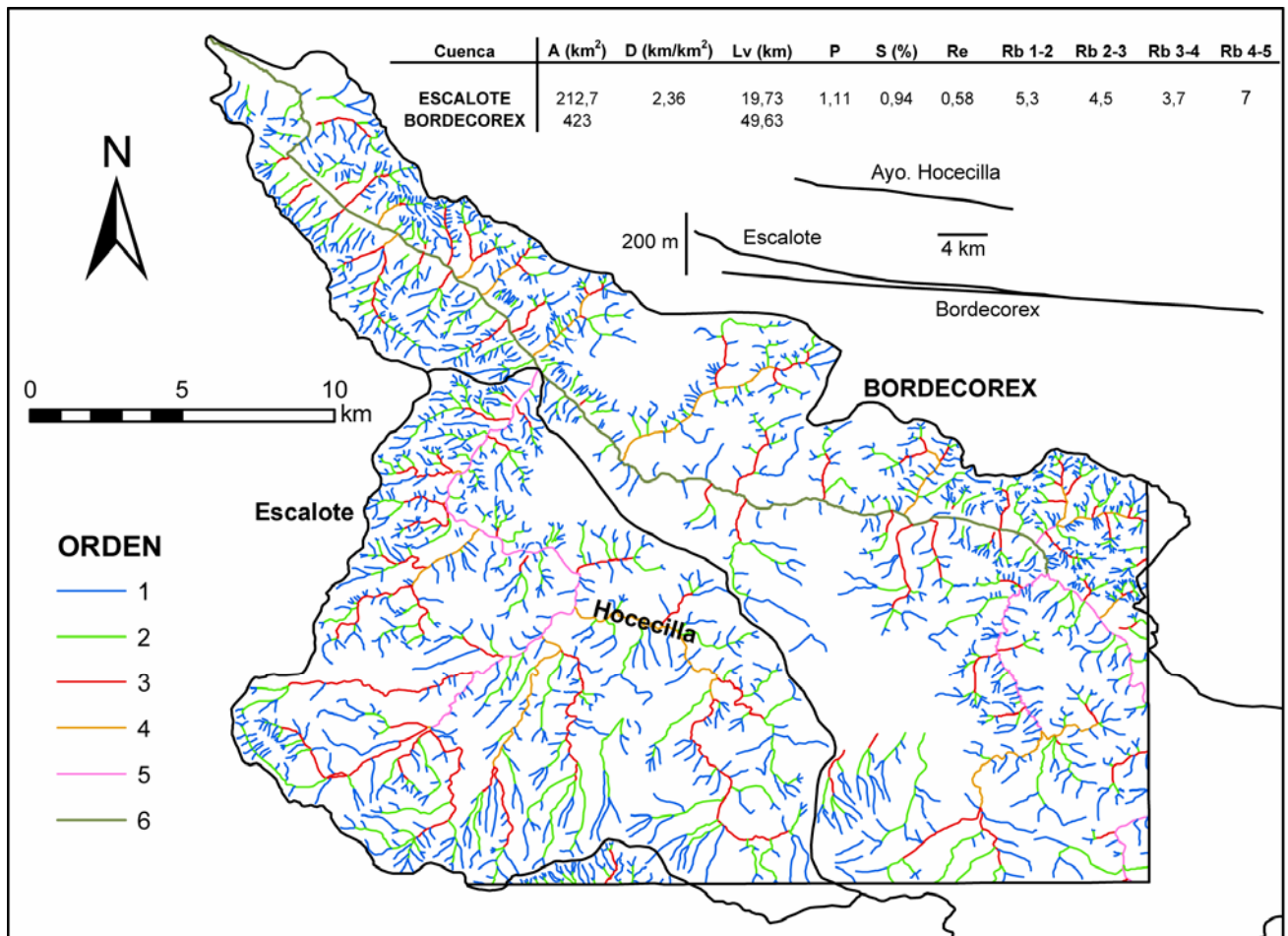


Fig. 7.26. Red de drenaje del río Bordecorex en la cuenca de Almazán. A: área. D: Densidad. Lv: Longitud del valle. P: Índice de sinuosidad. S: Pendiente. Rb: Relación de bifurcación entre diversos órdenes jerárquicos.

Al predominar los sustratos resistentes, los cauces se disponen en tramos rectilíneos con cambios bruscos de dirección muchas veces en ángulo recto consecuencia de su condicionamiento tectónico según una red subortogonal (Fig. 7.26). Las direcciones predominantes son las NO-SE y NE-SO, aunque también están muy presentes las N-S y E-O. Sin embargo, considerado el conjunto de la red ésta ha de clasificarse como de tipo dendrítico o subdendrítico, con sectores subparalelos en las *vaguadas* de los Altos de Barahona; y anulares en el triásico de Romanillos de Medinaceli, como corresponde a una estructura periclinal en la que se alternan capas de resistencia contrastada (MORISAWA, 1985).

Las **asimetrías** existentes, esto es, la mayor longitud de los afluentes de la margen S (izquierda) del Bordecorex, se interpretan de manera evidente como simple resultado de la estructura con una montaña meridional eleva-

da respecto a los cursos procedentes del páramo central de la cuenca.

Como la cabecera del Bordecorex se encuentra fuera del área de estudio en detalle, para su **caracterización morfométrica** se ha tomado como ejemplo la de su afluente el Escalote. La densidad de drenaje del conjunto de la cuenca no es excesivamente alta, en torno a 2,4 km/km², mayor en los detríticos blandos del tramo de campiña y mínima sobre las tablas calizas miocenas de carácter prácticamente arreico. Las pendientes del canal principal son bajas, inferiores al 1% (en Escalote y Bordecorex), y su tipología es ligeramente sinuosa (P en torno a 1,1).

Los **perfiles longitudinales** analizados muestran, en el caso del tramo medio-final del Bordecorex, una pendiente muy suave y bastante constante. Los secundarios Escalote y arroyo de la Hocecilla muestran características

similares, con tramos más pendientes en los tramos más encajados (caída hacia los poljes de Barcones y Alpanseque, respectivamente, y pequeñas hoces), y más suaves en las áreas más planas de fondo de polje y cuenca terciaria.

El sustrato resistente determina también el predominio del encajamiento vertical de la red frente al aluvionamiento lateral, por lo que son escasas las **terrazas** cartografiadas.

El río Escalote presenta una a +13 m en La Riba de Escalote, formada por gravas de cuarcita y cuarzo, de 2-5 cm de diámetro medio y centil de 15 cm. Son de tipo subredondeado a subanguloso, de tendencia subesférica y están engastadas en un 20% de matriz arenosa gruesa. El origen de estas gravas radica en la sedimentación de clastos del Triásico de cabecera y de la formación Utrillas, mientras que los escasos fragmentos calizos proceden de las formaciones cretácicas y miocenas del entorno inmediato.

El arroyo de Romanillos presenta a la altura de Pinilla del Olmo una terraza a +5-6 m (probable Pleistoceno superior), formada por gravas mixtas silíceas-calizas, con gran contenido de limos y arcillas (Fig. 7.27a). Además de la dinámica fluvial, recibió también gran cantidad de aportes laterales de laderas que sufren una intensa erosión hídrica en un sustrato neógeno arcilloso. En el mismo sector aunque aguas arriba, y al igual que muchos otros cursos de este borde montañoso meridional, presenta su canal actual encajado unos 3 m en un replano de origen mixto aluvial-coluvial, formado por gravas angulosas de caliza envueltas en una matriz limo-arcillosa con gran contenido en carbonatos (Fig. 7.27b). En ella se ha podido distinguir algún fragmento de cerámica, lo que indicaría su edad holocena. El encajamiento reciente puede estar vinculado a la acción antrópica, principalmente la deforestación.

Los **fondos de valle** y las llanuras de los ríos principales muestran materiales similares: por un lado, cantos y gravas de naturaleza silícea procedentes de las formaciones triásicas y cre-

tácicas, y aportaciones de laderas reflejados en los porcentajes de cantos más angulosos, en general calizas; la matriz es de tipo arcillolimoso.

Uno de los rasgos singulares de los Altos de Barahona es la existencia sobre las superficies erosivas, al igual que en muchos otros puntos de la Meseta (GLADFELTER, 1971; MUÑOZ y PALACIOS, 1990a) y como se describió también en los Llanos de Calatañazor, de unos lechos fluviales sinuosos apenas encajados (las *vaguadas*, *cañadas* o *flat bottomed dry valleys*). Sus depósitos están compuestos casi en exclusiva por arcillas y limos procedentes de la descalcificación del sustrato, además de cantos dispersos. También es muy habitual, especialmente en los tramos de mayor pendiente, que estos depósitos hayan desaparecido por arroyada y muestren el sustrato rocoso. Sus pendientes son bastante leves (en torno al 1%), marcadas por las propias superficies erosivas. De hecho, siguen en muchos sectores las direcciones marcadas por la máxima pendiente, más que las de la red de fracturación (redes consecuentes subparalelas).

Por sus relaciones morfológicas se pueden dividir en dos grupos: Las que drenan hacia fondos de los poljes, como el de Barahona, las cuales muestran un perfil cóncavo uniforme. Y las que enlazan con la red fluvial actual encajada, que presentan un fuerte cambio de pendiente en las *cuestas* de los páramos, de modo que su perfil longitudinal convexo-cóncavo-convexo es muy característico, como consecuencia de su captura por una red actual en encajamiento (Fig. 7.28).

En cuanto a su significado morfoevolutivo, en el trabajo de MUÑOZ y PALACIOS (1990a) en la Alcarria y la Mesa de Ocaña estas redes son interpretadas como las incipientes establecidas tras la formación de las superficies de erosión (Plioceno superior-Cuaternario inferior) y previas a la jerarquización actual. El hecho de que algunas de ellas se dirijan hacia áreas endorreicas indicaría su carácter antiguo, con un drenaje muy imperfecto frente al exorreísmo actual.



Fig. 7.27. Terrazas del arroyo de Romanillos de Medinaceli. A: Nivel a +5-6 m. B: Detalle de depósito aluvial-coluvial reciente.

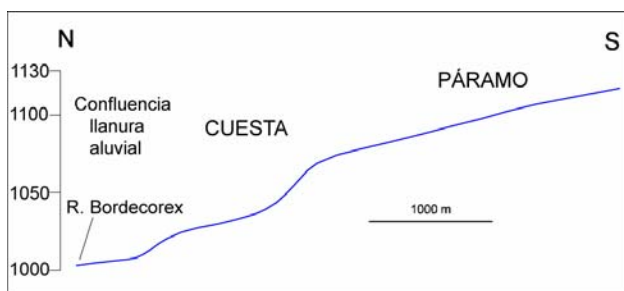


Fig. 7.28. Perfil longitudinal en una vaguada que conecta con un fondo de valle actual.

7.3.8. Las Rampas de Alaló y Caracena (Mapa 6).

En esta área la red fluvial presenta varias características similares a las descritas en la cuenca del Bordecorex: Los cursos principales (Talegones, Fuente Arenaza y Caracena-Manzanares), con nacimiento en los mesozoicos de la Ibérica castellana, llegan a la campiña del Duero tras atravesar encajados en los niveles de pediplanación neógena los conglomerados terciarios de borde. Por otro lado, sus diferencias también son varias: En primer lugar su orientación general, de S a N. En segundo lugar, y a excepción del Talegones (que además muestra un primer tramo SO-NE), sus valles no están relacionados en ningún tramo con sistemas de poljes.

Morfográficamente, y a grandes rasgos, presentan un área de cabecera muy abierta en la depresión de Tiermes y a pie de las sierras de Pela y El Bulejo. Atraviesan las formaciones calco-dolomíticas jurásicas en forma de cañones fluvio-kársticos de 300-500 m de anchura. Se abren en forma de gargantas en los materiales cretácicos y terciarios de borde. Al aproximarse a las áreas centrales de la cuenca, la red adquiere características de Campiña, con fondos amplios y planos en un relieve escalonado de capas duras horizontales, y algún asomo anticlinal cretácico atravesado en forma de *cluse*.

Las principales estructuras de acortamiento alpino (pliegues, cabalgamientos) se disponen en **direcciones** próximas a ESE, y de ahí la orientación de los cursos fluviales principales según direcciones de fracturación subperpendiculares a aquéllas (N-S). Orientaciones de la red en torno a NNO (en el cretácico de la Rampa de Alaló), o NE-SO (en el alto Talegones) se asocian a la estructura local.

Esta marcada dependencia estructural tiene su reflejo en una tipología subdendrítica del conjunto de la red (Fig. 7.29), en especial en las cuencas más occidentales, con tendencia a un tipo paralelo en los cursos de mayor longitud y más nítidamente aún en los sustratos

mesozoicos carbonáticos. En los relieves homoclinales de la depresión de Tiermes tiene tendencia anular, y en los conglomerados terciarios de borde, a un tipo pinnado. La cuenca del Talegones, situada en un área de interferencia de diversas direcciones estructurales y con sustratos muy variables, presenta un tipo dendrítico más puro.

Las circunstancias locales de **asimetría de la red** encuentran también su explicación en condicionantes lito-estructurales: la disposición homoclinal de las capas hacia el N en la depresión de Tiermes (cabecera de los ríos Pedro y Caracena) y en los conglomerados de borde de Quintanas Rubias (arroyo del Molinillo), motiva un progresivo desplazamiento al N de los cursos subsecuentes principales. La mayor resistencia a la erosión del cretácico de la Rampa de Alaló en la divisoria Talegones-Fuente Arenaza, hace que ambos cursos se encuentren desplazados de manera centrífuga a este macizo.

Del **estudio morfométrico** se pueden distinguir dos cuencas mayores, de orden 6 y área en torno a 240 km², que son las de los ríos Talegones y Caracena. El resto son cuencas de orden 5 y menor extensión, que no nacen en la Ibérica castellana como las anteriores sino ya en el borde de la cuenca terciaria, con áreas de 15-50 km². Un caso intermedio es el arroyo de Fuente Arenaza, que nace en la Rampa de Alaló.

Entre los parámetros comunes a todas ellas están la densidad, en torno a 3,2-4,3 km/km², y el factor de forma, de 0,40-0,56, lo que describe unas cuencas no excesivamente elongadas. Igualmente son homogéneas las relaciones de bifurcación entre los distintos órdenes de jerarquización, entre 4 y 6 en prácticamente todos los casos, correspondientes a una red de drenaje bien jerarquizada.

En cuanto a los parámetros de los canales principales, también se puede diferenciar entre los cursos mayores (Talegones, Caracena, Manzanares), de pendientes relativamente ba-

jas (1,3-1,9%) y relativa alta sinuosidad (P en torno a 1,2); y los cursos menores, de mayor pendiente (en torno al 2%) y morfologías rectas (sinuosidad inferior a 1,1).

Los **perfiles longitudinales** de los *thalwegs* analizados (Fig. 7.29) siguen las directrices vistas en el resto de la región: un control fundamentalmente litológico, sin existir aparentemente incidencia de la neotectónica. En los cursos principales (Talegones, Caracena, Manzanares) se recogen las influencias de las diferentes áreas atravesadas: Perfiles cóncavos en su conjunto, con aumentos locales de pendiente en los cañones en litologías duras del Jurásico-Cretácico o en los escarpes montañosos y de poljes en cabecera. Escalonamientos con rápidos relativos por contrastes litológicos del sustrato homoclinal (triásico de Tiermes, jurásico-cretácico en Caracena, bloques fallados de Alaló). En los conglomerados miocenos de borde los gradientes resultan moderados aunque muy constantes, mientras que en las áreas de campiña se presentan las pendientes más suaves. El tramo final de desembocadura al Duero se caracteriza por una ligera convexidad, que indica el encajamiento relativo de este último.

El trazado general cóncavo lo siguen también los arroyos de mayor longitud o sobre la Campiña, como el Valdines, Molino o Fuente Arenaza. El de Valhondo, en los conglomerados de borde en su mayor parte, presenta un perfil recto. Un perfil más bien convexo y pendiente relativamente elevada lo muestra el arroyo de la Cañada, al desarrollar gran parte de su curso en la vertiente N del macizo de Galapagares, que lo condiciona estructuralmente (Fig. 5.10).

En un área de borde montañoso, donde predomina la incisión vertical, apenas existen **depósitos de terraza** (cf. RODRÍGUEZ DE TEMBLEQUE, 1998, quien habla de varios niveles), salvo en las campiñas donde los cursos principales forman algunos niveles con carácter de antiguos conos de desembocadura.

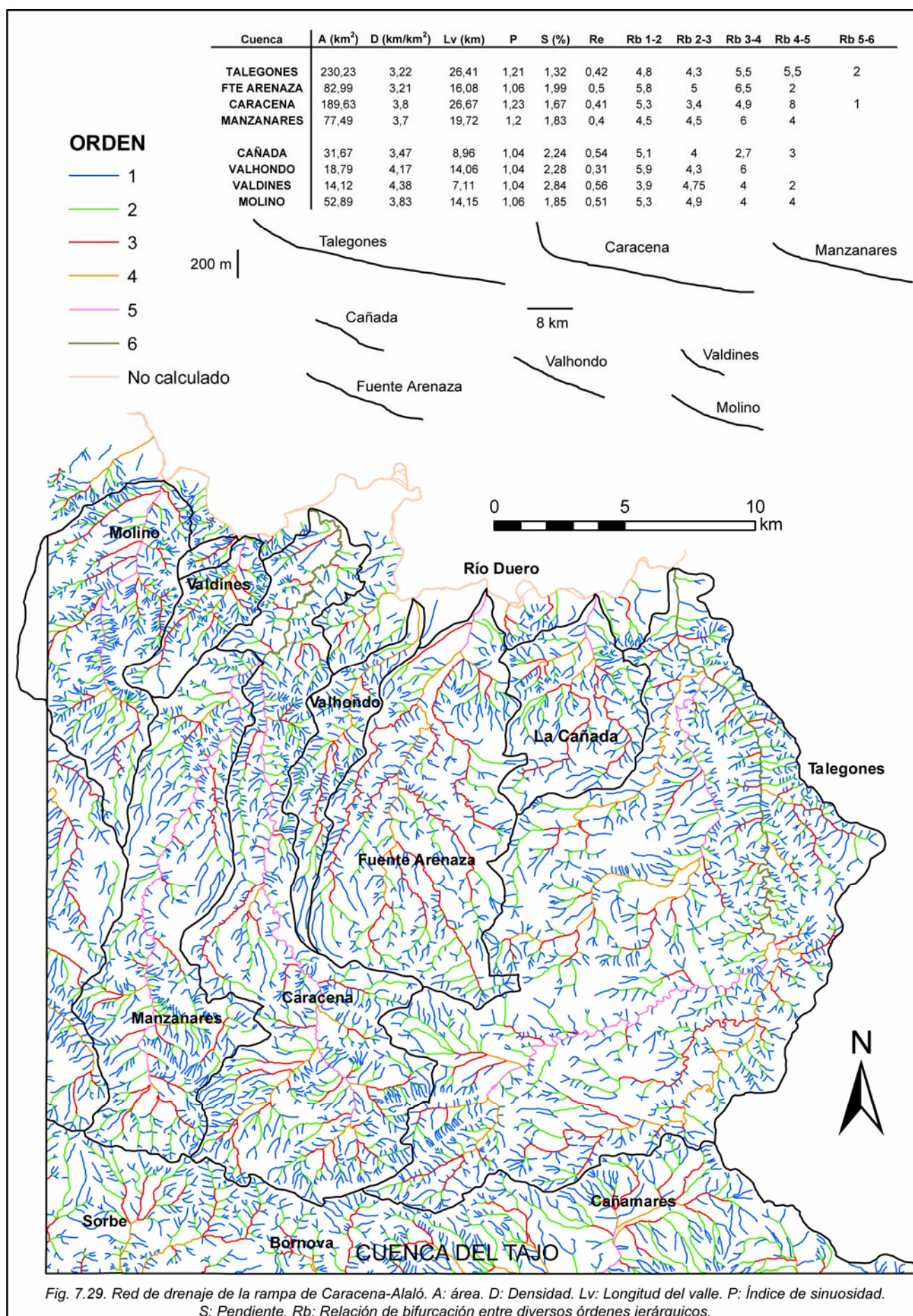


Fig. 7.29. Red de drenaje de la rampa de Caracena-Alaló. A: área. D: Densidad. Lv: Longitud del valle. P: Índice de sinuosidad. S: Pendiente. Rb: Relación de bifurcación entre diversos órdenes jerárquicos.

Así, por ejemplo, el Talegones presenta una terraza a la altura de Aguilera, compuesta por un conglomerado clastosoportado con un 80% de cantos angulosos de caliza y un 10% de arenisca neógena, con apenas un 10% de cuarcita y cuarzo, englobado todo ello en un 10-15% de matriz areno-limosa con intensa carbonatación laminar. La intercalación esporádica de algunos niveles exclusivamente silíceos y con matriz rubefactada indica la mayor influencia episódica de aportes del propio Duero.

Las distribuciones clastométricas son similares a las de las terrazas del Duero: predominio del intervalo de 2-5 cm y centil de 25 cm; si bien las estructuras mucho más desordenadas denotan un carácter torrencial.

El río Caracena presenta un par de **niveles travertínicos**, ya citados por PÉREZ DE PEDRO (1925). A +8-13 m, a la altura de Carrascosa de Abajo, LENDÍNEZ y MUÑOZ (1991) describen un nivel con predominio de los niveles travertínicos laminados y de tubos verticales sobre los terrígenos (Fig. 7.30); su génesis se asociaría a los aportes hídricos kársticos del borde mesozoico de Caracena. Tras atravesar el macizo cretácico de Gormaz, la llanura del mismo río se sitúa a la altura de Vildé a +6-8 m, también con varios edificios travertínicos de características semejantes a los anteriores.

Por último, los **fondos de valle** actuales presentan características mixtas aluvial-coluvial comunes al conjunto de la montaña meridional: cantos y gravas que reflejan su sustrato inmediato, en general calizas mesozoicas o neógenas, y escasos cantos silíceos resedimentados de las formaciones triásicas y cretácicas. La matriz es de tipo arcillo-limoso. Algunos ríos como el Manzanares en Fresno de Caracena o el mismo Caracena en Los Tolmos se presentan encajados unos 3-4 m respecto a la llanura, probablemente fruto de una dinámica reciente de incisión.



Fig. 7.30. Terraza travertínica del río Caracena (+8-13 m), en Carrascosa de Abajo.

7.3.9. Morfometría. Síntesis.

En la Tabla 7.3 se presenta un cuadro-resumen de diversos parámetros morfométricos en las distintas áreas analizadas, a partir de los cuales se puede caracterizar cada una de ellas y asociar dichos parámetros a sus particularidades morfológicas y geológicas.

Así, en cuanto a las **densidades de drenaje**, las mayores están asociadas por un lado a los sustratos blandos detríticos del centro de cuenca; y por otro a los mayores contrastes relativos de relieve, como es el caso de la red del Ucero en la Tierra del Burgo. El extremo opuesto se encontraría en áreas karstificables y de topografía plana (superficies poligénicas), caso de la red del Escalote o de la Rampa de Soria (río Chavalindo). Valores intermedios se presentan por combinación de estos factores, como es el sustrato blando propio de las áreas

planas de campiña de Gómara o Almazán; o en casos de cuencas complejas que atraviesan diversas condiciones de sustrato y dominio morfológico (área septentrional de la cuenca de Almazán y rampas de Alaló y Caracena).

En el caso de la **sinuosidad del canal**, ésta parece relacionada con la **longitud del valle** y el **área de drenaje**, y de manera inversa a la **pendiente**: la mayor sinuosidad y las menores pendientes se encuentran en los cursos principales (área septentrional, Escalote, rampas de Alaló-Caracena); mientras que los arroyos cortos tienden a patrones rectos y pendientes mayores (campiñas, red del Ucero, arroyos del área septentrional y rampa de Alaló-Caracena).

Las razones de bifurcación suelen entrar en prácticamente todos los casos en unos rangos bastante constantes, lo que habla de una red de

drenaje bien jerarquizada, salvo las circunstancias puntuales comentadas por ejemplo en el Campo de Gómara por la acción eólica.

Los **perfiles longitudinales**, de geometría general cóncava, muestran un control básicamente litológico y estructural: con las mayores pendientes en las formaciones resistentes del Jurásico-Cretácico, las menores en las campiñas centrales y escalonamientos y convexidades locales en áreas de heterogeneidad litológica. Los afluentes directos del Duero suelen presentar una convexidad final, resultado del encajamiento relativo de este último, que actúa como nivel de base a partir del cual se va produciendo una erosión remontante en los distintos perfiles. No parece existir ninguna anomalía en dichos perfiles atribuible a la acción neotectónica.

Tabla 7.3. Cuadro resumen de diversos parámetros de morfometría fluvial en las cuencas del área estudiada.
A: área. D: densidad. Lv: longitud del valle. P: sinuosidad. S: pendiente. Re: razón de elongación. Rb: razones de bifurcación.

Área	A (km ²)	D (km/km ²)	Lv (km)	P	S (%)	Re	Rb
Cameros	65 (60-70)	2,50	15,48	1,15	1,80	0,53	3,9 (3,5-5)
C. Numancia	82,5	2,44	15,24	1,10	1,75	0,56	3,7 (3,4-4,4)
Cpo. Gómara	43,3 (15-96)	3,02	8,39	1,06	1,87	0,51	4,3 (3,5-6,4)
Septentrional (ríos)	146 (42-210)	3,12	22,55	1,08	0,92	0,48	4,4 (3,2-7)
Septentrional (arroyos)	20 (8,6-30,5)	3,12	1,25	1,04	1,60	0,48	4,8 (3-8)
Ucero (arroyos)	15 (12-19)	5,54	5,34	1,02	2,89	0,51	5,7 (4-6)
Campiña baja	31,7 (18,8-45)	3,17	10,36	1,07	1,33	0,48	3,8 (3-5)
Escalote	212,7	2,36	19,73	1,11	0,94	0,58	5,1 (3,7-7)
Rampa Alaló-Carac. (ríos)	145 (77-230)	3,48	22,22	1,18	1,70	0,43	4,6 (3,4-6)
Rampa Alaló-Carac. (ayos.)	29,4 (14-53)	3,96	11,07	1,04	2,30	0,48	4,3 (3-5,9)

8. EL MODELADO EÓLICO

8.1. INTRODUCCIÓN

Al hablar de un modelado eólico relacionado con el valle del Duero, es inevitable hacer una primera referencia a los depósitos arenosos del S de la depresión. Éstos ocupan centenares de km² desde los sectores centrales de la cuenca hasta casi el pie del Sistema Central a lo largo de las provincias de Ávila, Segovia y Valladolid, recubriendo las zonas de campiña así como los altos páramos miocenos y coincidiendo a grandes rasgos con la comarca natural de Pinare (BERNAT y PÉREZ-GONZÁLEZ, 2005).

Estos arenales y las formas de deflación asociadas (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1982a) son producto de la removilización por vientos del O y SO de los aluviales cuaternarios y arcosas miocenas. Las formas acumulativas predominantes son los mantos eólicos y las dunas parabólicas, lo que indica el papel activo de una cubierta vegetal abierta en su formación. Las dataciones realizadas mediante termoluminiscencia y luminiscencia de estimulación óptica por diversos autores (DÍEZ y BATEMAN, 1998; BATEMAN y DÍEZ, 1999; DÍEZ *et al.*, 2002; BERNAT y PÉREZ-GONZÁLEZ, 2005), indican una formación fundamentalmente durante el período relativamente frío y árido del *Younger Dryas* y el Holoceno inicial (12,6-9 ka), si bien no se descarta que hayan podido existir otras fases de actividad.

Los **antecedentes** referidos a la acción eólica en el área soriana son sin embargo casi inexistentes. Se limitan a RUIZ (1991), quien en la Hoja geológica de Almazán (nº 406) describe y cartografía una pequeña acumulación de arenas cuarcíticas bien clasificadas en Ciadueña, a las que atribuye origen eólico. Cita también una serie de cubetas de deflación sobre la superficie de las calizas del Páramo superior mioceno, que no tenemos por nuestra parte ninguna dificultad en interpretar de manera inequívoca como uvalas y vaguadas fluviales encajadas un par de metros en la superficie erosiva M₂. Por otro lado, VÁZQUEZ HOEHNE (1994) cita en la depresión de Tiermes un posible afloramiento de pequeñas dimensiones en un valle, formado por arenas de tonalidad blanquecina en contraste neto con el Buntsandstein rojizo, acumulación no localizada en nuestras labores de campo.

Durante la realización de este trabajo se han podido encontrar numerosas aunque no muy extensas formas de erosión y acumulación de origen eólico, localizadas esencialmente en el corredor central de la cuenca terciaria definido por el eje del río Duero, asociadas a los propios aluviales cuaternarios y a las facies terciarias más arenosas; formas eólicas que constituyen el objeto del presente capítulo.

8.2. FORMAS DE ACUMULACIÓN

Asociadas a las terrazas más bajas e incluso a la propia llanura de inundación del Duero se localizan a lo largo de las campiñas de Velamazán y Gormaz diversas acumulaciones que se han agrupado en varios sectores:

Sector oriental.

Ciadueña (Mapa 7): En el afloramiento ya citado por RUIZ (1991) existe una explotación abandonada, en cuyos cortes se llegan a medir 2,5-3 m de espesor de un manto eólico en el

que apenas sobresalen unas crestas transversales de 1 m de altura. Soporta un suelo pardo-rojizo en el que no aparece el horizonte A, probablemente por erosión. El horizonte B_t presenta un color 5YR 5/8 a 6/8.

Presenta además la particularidad de no estar situado, como el resto de los mantos eólicos de su entorno, sobre los aluviales cuaternarios del Duero; sino sobre las facies areniscosas finas de la Unidad 5 terciaria. Esto se traduce también en una granulometría de selección relativamente pobre para su origen eólico, que llega

a englobar con cierta frecuencia tamaños de arenas gruesas e incluso de gravillas finas. Se encuentra fijado por un corro de pinar (Figura 8.1.).

Rebollo de Duero (Mapa 7): Sobre la terraza TDA₁₉ (+5-6 m) existe en esta localidad un pequeño manto arenoso de forma aproximadamente triangular apuntada hacia el E y de 250 m de lado. Resulta un ejemplo de acumulación no inmediatamente adosada a la llanura de inundación del Duero, sino que se habrá formado a partir de los materiales de la terraza en la que se sitúa. Sobre la acumulación aparecen crestas parabólicas por vientos del O, de hasta 1,5 m de altura y perfectamente detectables en la fotografía aérea, si bien en la actualidad se encuentra repoblado por pinar para evitar su movilidad. Las características texturales y de sus suelos son análogas a las del afloramiento de Ciadueña.



Fig. 8.1. Acumulación eólica en Ciadueña. Comprende unos 2.5-3 m de espesor visto de manto eólico fijado por pinar en el que apenas sobresalen unas crestas transversales de 1 m de altura.

Centenera de Andalúz (Mapa 7): Al S de este pueblo, en Mataceña, existe un pequeño manto arenoso (400 x 200 m), con crestas transversales superpuestas de tendencia parabólica y con 1 m de altura media. Las texturas y los suelos son también similares a las anteriores. Adosada a la llanura de inundación del Duero, sobre la terraza de +5-6 m (TDA₁₉), por vientos del SO. Fijada en la actualidad por un pinar de repoblación (Figura 8.2).

Una acumulación en **Fuentetovar** (Mapa 7), con características algo singulares: Pequeño afloramiento de arenas eólicas (2 ha) al N del *mont* cretácico de Fuentetovar. Se sitúa sobre la terraza TDA₁₉ (+5-6 m) y adosado a la llanura de inundación del Duero, en la que cabe situar su área fuente. Se trata de una acumulación de forma irregular, con crestas superpuestas de hasta 2 m de altura y de tipo transversal con tendencia parabólica. El depósito muestra un aspecto algo diferente a los demás afloramientos, con un color más claro al encontrarse menos edafizado (7.5 YR 6/8), lo que se podría asociar a una actividad más reciente. En la actualidad está repoblado por un pequeño rodal de pinar, por lo que se presume su inactividad (Figura 8.3). 1 km aguas arriba existe otra pequeña acumulación irregular de características muy similares en la Dehesa de Fuentetovar, sobre TDA₂₀ (+3,5-4 m). Actualmente colonizada por vegetación riparia, se sitúa a sotavento de la llanura de inundación.



Fig. 8.2. Pequeña duna eólica sobre la terraza baja del Duero, en Centenera de Andalúz.



Fig. 8.3. Acumulación eólica arenosa sobre una terraza baja del Duero, cerca de Fuentetovar.

Sector occidental.

Estas acumulaciones han sido estudiadas en menor detalle, al no existir buenos cortes:

La Rasa (Mapa 3): Sobre la terraza de +8 m aparecen media docena de acumulaciones arenosas diferenciadas, entre las que dominan las formas longitudinales, que llegan a alcanzar los 800 m de longitud y 250 m de ancho, así como tipo de tendencia ovoide y menores dimensiones. La de mayor tamaño es de tipo parabólico en U, formada por la unión de dos brazos longitudinales. Su origen es en todos los casos inmediato en las terrazas más bajas del Duero e incluso en la propia llanura de inundación actual, de modo que han sufrido un muy escaso transporte por vientos del O, menor en todo caso al kilómetro. Se encuentran en la actualidad muy degradadas al situarse en una finca de regadío intensivo, de manera que no se reconocen sobre las mismas formas superpuestas como crestas transversales o *ripples*.

Bayubas de Abajo (Mapa 3): Pequeña acumulación arenosa de unas pocas hectáreas, de forma irregular aunque con tendencia longitudinal hacia el O y a la que se le superpone una serie de crestas transversales. Situada sobre el nivel de terraza TDA₁₉, su origen corresponde a la llanura de inundación del Duero, a la que aparece adosada en el margen exterior de un amplio meandro. Se encuentra fijada por pinar de repoblación.

Gormaz (Mapa 6): En posición geomorfológica similar a las de La Rasa, existe una pequeña acumulación (2 ha), de tipo longitudinal alargada en sentido E-O, sobre la terraza de +5-6 m (TDA₁₉), muy próxima a la llanura de inundación actual en el borde interno de un meandro. Su superficie está cultivada, por lo que las posibles microformas que se desarrollaran sobre la misma se encuentran degradadas.

Síntesis.

Se concluye del estudio de todas estas acumulaciones eólicas en primer lugar su geometría irregular, si bien cabe distinguir formas dunares de tipo **longitudinal**, **ovoide** e incluso **parabólico**. Salvo en las áreas más degradadas por el cultivo, es habitual poder distinguir sobre las mismas una sucesión de crestas transversales de apenas 1 m de altura.

Su **origen** se sitúa en la deflación de los depósitos aluviales de las terrazas y la llanura de inundación del Duero, principalmente, y en menor medida de las facies arenosas terciarias.

Poco se puede decir de sus **edades**, a falta de dataciones concretas. Tan sólo que por su posición geomorfológica sobre las terrazas más bajas y su grado de desarrollo edáfico parecen corresponder todas a un mismo episodio (salvo el afloramiento de Fuente Tovar, quizá más reciente), probablemente relacionado con el tardiglacial o el post-glacial más temprano (Pleistoceno superior final-Holoceno inicial). Equivaldrían así a las acumulaciones ya citadas del resto de la cuenca del Duero, así como de otras áreas del centro peninsular como la Llanura Manchega (RENDELL *et al.*, 1994, 1996; RUIZ ZAPATA *et al.*, 2000), algo bastante común en zonas no costeras de altas latitudes (LIVINGSTONE y WARREN, 1996). Este período se habría caracterizado por la exposición extensiva de sedimentos arenosos, la vegetación escasa y de tipo estepario de períodos fríos y áridos (VERNET y THIEBAULT, 1987; JALUT *et al.*, 1992; RUIZ ZAPATA *et al.*, 2000, 2002) y vientos fuertes. De hecho, BLOOM (1978) cita que en ambiente periglacial es muy común que tras las

inundaciones periódicas las llanuras aluviales queden desnudas y cubiertas de arena que sufrirá deflación, por lo que son comunes las acumulaciones en los bordes de sotavento de los ríos.

En cuanto a los tipos dunares, las formas longitudinales corresponderían a las *vegetated linear dunes* (TSOAR y MØLLER, 1986), de crestas suaves y en las que la vegetación interviene como elemento activo en su formación;

las dunas *parabólicas* y *ovoides* se pueden dar también en áreas vegetadas e incluso en climas fríos (LIVINGSTONE y WARREN, 1996); es decir, serían acumulaciones desarrolladas en un paisaje más bien de tipo estepario, con vegetación abierta aunque presente. Las crestas transversales superpuestas se suelen desarrollar por eliminación de la cubierta vegetal (TSOAR y MØLLER, 1986), lo que podría estar asociado a su puesta en cultivo.

8.3. FORMAS DE DEFLACIÓN

8.3.1. *Pans* y *deflation basins*.

Sobre los relieves más planos formados por las plataformas aluviales correspondientes a las terrazas medias-altas del Duero en el área de Lubia-Cubo de la Solana (Mapa 5) y Aldeafuente (Mapa 2), así como sobre los paleógenos de la mitad septentrional del *Campo de Gómara*, aparecen una serie de depresiones encharcadizas.

Fueron objeto de estudio anteriormente por ECHEVERRÍA (1989b), quien las explica como fruto de una génesis esencialmente morfoestructural, determinadas por la topografía prácticamente llana que favorece el estancamiento y por la litología arcillosa impermeable del sustrato; si bien admite la posibilidad en algún caso de que el viento haya podido también contribuir a la morfología de alguna de las lagunas. En el caso de las áreas de relieve más degradado como son las paleógenas, THORNES (1976) habla también de que el sustrato arenoso fino es muy propenso a la solifluxión, lo que podría contribuir a sellar los desagües de una red de drenaje secundaria de cierto carácter semiendorreico, de modo similar a lo expuesto por PLANS (1970) en la Tierra de Campos palentina.

Sin embargo, nosotros interpretamos estas pequeñas depresiones sin demasiadas dudas como las formas de deflación más notables de la región estudiada, que corresponderían de modo general a unas *deflation basins* de CURREY (1994), e incluso en el caso de las de

mayores dimensiones se podría llegar a hablar de *pans*. Se trata de formas presentes en la mayoría de las zonas áridas y semiáridas (LIVINGSTONE y WARREN, 1996; GOUDIE, 1999) sobre sustratos favorables: arenas finas, arcillas y limos, que constituyen las dos grandes unidades sobre las que se sitúan: facies detríticas medias-distales paleógenas y terrazas fluviales.

Especialmente en áreas semiáridas se aduce a la alternancia de períodos de encharcamiento y desecación de estos fondos como una condición necesaria para su formación, y más aún para las fracciones más finas (arcillosas) en forma de agregados micropoliédricos (CURREY, 1994).

Otro de los condicionantes es la baja precipitación efectiva, que haga que la vegetación sea escasa y pueda actuar la deflación. Finalmente, otras circunstancias que también se citan y que pueden contribuir a la falta de vegetación y a la existencia de material suelto son la acumulación de sales por los períodos de evaporación y la presencia de animales, que se suelen concentrar en estos lugares donde escarban en busca de agua y las propias sales.

Las formas sobre las que se sitúan son variadas; y a falta aquí de depresiones interdunares, se citan como las más típicas (GOUDIE, 1999) los fondos de tipo *playa-lake*, o los paleocanales meandriformes o anastomosados con preponderancia de finos que hayan quedado abandonados por causas tectónicas o climáticas.

A estas formas de deflación se asocian en escasas ocasiones unas *lunettes*, acumulaciones eólicas situadas a sotavento, que se dan en pocos casos de los comprendidos en el área estudiada. GOUDIE (1999) habla de que en principio estas acumulaciones suelen corresponderse con los *pans* de mayor extensión y profundidad.

Deflation basins sobre terrazas medias-altas.

Se agrupan en dos núcleos principales:

Uno en torno al pueblo de **Aldealafuente** (Mapa 2), en general sobre la terraza de +40-45 m (TDA₁₀), aunque también sobre el sustrato paleógeno arenoso del entorno. De estas depresiones, la más importante es la correspondiente a la laguna de La Herrada (Figura 8.4), que desarrolla además una acumulación a sotavento de tipo arenoso aunque con elevado contenido de finos.

En sus contornos predominan las formas alargadas con los ejes mayores orientados hacia el E o el NE, según las direcciones dominantes del viento y de la propia red fluvial. Sus diámetros son siempre de orden hectométrico. Se trata por lo general de fondos de tipo

endorreico que albergan lagunas, si bien algunos de ellos como es el propio caso de La Herrada se han drenado mediante zanjas y fueron sobreexcavadas en tiempos para la explotación de las turbas de sus fondos.

Algo alejado de este núcleo, se sitúa también un fondo de deflación de características en todo similares a las anteriores, sobre la terraza a +36 m del río Rituerto, en Paredesroyas (Mapa 5).

La otra área corresponde a los fondos situados en las terrazas altas (+100-130 m; TDA₃₋₅) al O del **Cubo de la Solana** (Mapa 5), alargados hacia el NE, y con dimensiones medias de unos 500x250 m. Sufren encharcamientos estacionales en sus fondos, aunque la mayoría son ahora semiendorreicos, al estar capturados por la cabecera de pequeños barrancos que vierten al Mazo y al Duero.

Restos de materiales areno-limosos de las terrazas arrastrados en la dinámica genética de las depresiones se localizan en pequeñas acumulaciones irregulares a sotavento de algunas de las áreas encharcadas. Los fondos se encuentran ocupados por materiales finos (arcillas y limos orgánicos); no obstante, también son frecuentes los afloramientos de cantos e incluso bloques del sustrato exhumados por la deflación (Figura 8.5).

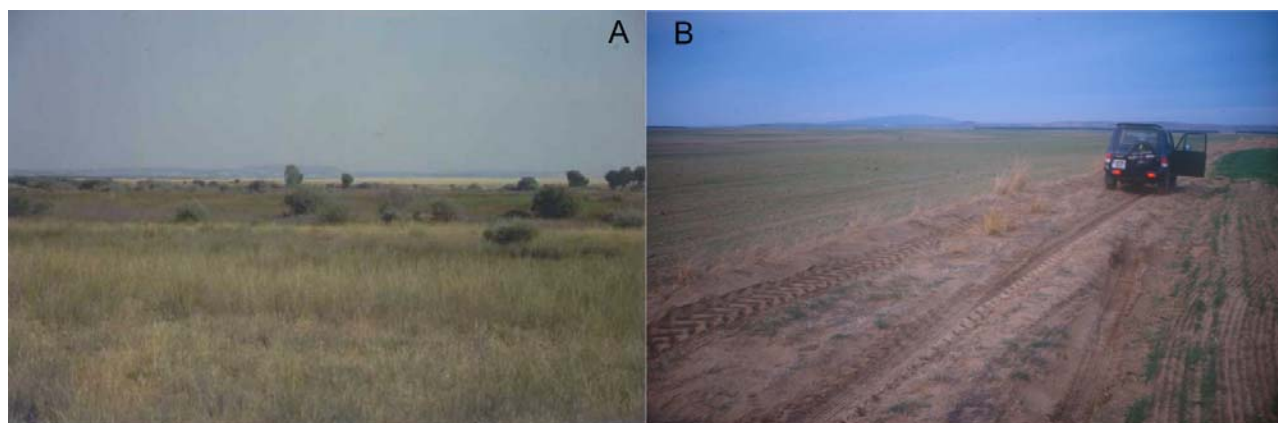


Fig. 8.4. a) Laguna de La Herrada, formada por procesos de deflación eólica. b) Acumulación limo-arenosa a sotavento de una laguna del mismo entorno.



Fig. 8.5. Fondo de la Laguna Grande, en Cubo de la Solana. Se distingue algún bloque parcialmente desenterrado por la acción eólica.

Algo más al N, al O de Rabanera del Campo y en el mismo entorno, se sitúa un área semi-endorreica sobre materiales neógenos gruesos (cantos, bloques y gravas en matriz arenarcillosa). Se trata de una depresión colgada en una cuenca de recepción de la que parten diversos arroyos hacia las vertientes de los ríos Mazo y Duero. El origen primero de esta depresión corresponde al represamiento del drenaje por fenómenos de solifluxión y por abanicos aluviales (una *fan-dammed basin* de CURREY, 1994), si bien sobre su superficie aparecen en la mitad oriental una serie de lagunas interiores (Grande, Pequeña, del Ciego...) de características geométricas, de orientación y sedimentarias similares a las descritas sobre terrazas, y cuyo origen es también probablemente eólico.

Sin dataciones concretas de los sedimentos de sus fondos ni de las acumulaciones eólicas asociadas, poco se puede decir de la edad de formación de estas depresiones. Tan sólo que son posteriores a las terrazas en que se sitúan, estimadas en el Pleistoceno medio para las de

Aldealafuente y en el Pleistoceno inferior las del Cubo de la Solana.

Deflation basins y pans sobre la campiña paleógena del Campo de Gómara.

Nuevamente aquí se pueden distinguir dos grandes zonas en que se agrupan estos fondos:

Borde N del Campo de Gómara: El área en que estas depresiones son más numerosas y de mayor extensión es en torno a Candilichera o Cabrejas del Campo. Se presentan en un área aproximadamente triangular, definida por los pueblos de Carazuelo, Cabrejas del Campo y Paredesroyas (Mapas 2 y 5), en una extensión aproximada de 12 km², de la que los fondos ocupan algo menos de la mitad. Éstos se han desarrollado a partir de los fondos de valle de la red fluvial afluente del Rituerto que drena hacia el S desde la Rampa de Soria.

Su forma es muy irregular, aunque se disponen con el eje mayor alargado según la dirección de viento preferente, circunstancias

estructurales locales o incluso la propia alineación N-S impuesta por la red fluvial. Los más meridionales parecen independientes de todo condicionante estructural.

Sus dimensiones son bastante mayores que en el caso de las depresiones sobre terrazas, con áreas en algún caso del orden del km². Excavan apenas 1-2 m el nivel general del relieve, y sólo en los bordes de algunos de ellos, como en los situados al S de Cabrejas del Campo, se han detectado materiales limosos que podrían corresponder a acumulaciones eólicas. Sin embargo, sí suelen presentar un escarpe algo más pronunciado en los bordes de sotavento, al E, lo que es una característica típica de los *pans* (GOUDIE, 1999), y no parece explicarse por circunstancias lito-estructurales.

Algunos de ellos presentan lagunas en sus fondos, aunque se comportan más habitualmente como áreas de encharcamientos indefinidos con acumulaciones de limos orgánicos y atravesadas por multitud de arroyos sobreexcavados artificialmente para favorecer su drenaje.

Margen derecha del Duero: Sobre el relieve plano existente entre el Cubo de la Solana y Miranda de Duero (Mapa 5). El más extenso se desarrolla de manera irregular en unos 6 km² de ramificaciones drenadas por arroyos que evacúan en distintas direcciones bastante independientes de la estructura del sustrato. De hecho, su geometría indica un desarrollo a partir de una red de fondos de valle, en la actualidad sobreexcavados mediante zanjás. A sotavento presenta acumulaciones arenosas irregulares (Figura 8.6), visibles en la carretera del Cubo de la Solana a Ituerro, que en ocasiones es cubierta parcialmente por estas arenas, un indicador de que los procesos son al menos episódicamente activos.

En el mismo entorno, en Miranda de Duero, también se encuentran sobre la red fluvial otro par de fondos; aunque en este caso adquieren una forma arriñonada más típica y se encuentran además constreñidos por los relieves circundantes de las terrazas y por la estructura

paleógena, que condiciona su orientación ESE-ONO. Ocupan en su conjunto algo más de 0,5 km² y presentan acumulaciones arenosas a sotavento, que en la actualidad están siendo objeto de trabajos de forestación mediante pinar.

Algo más alejada de este núcleo, en Zamajón-Tapiela (Mapa 5), se encuentra la laguna de San Pablo (Palacios, 1890), hoy desecada. Es consecuencia también de la deflación actuante sobre fondos de valle.

Tampoco en este caso se dispone de dataciones de estos fondos; si bien su posición, asociada a los fondos de valle subactuales, y el hecho de situarse con cotas incluso por debajo de las terrazas del Duero y el Rituerto, indica que se trata de formas con toda seguridad del Pleistoceno superior final-Holoceno, y en relación con la mayor parte de fenómenos eólicos del entorno.



Fig. 8.6. Acumulación eólica arenosa a sotavento de un área de deflación entre Cubo de la Solana e Ituerro.

8.3.2. Pavimentos de deflación.

Consisten en una superficie extensiva cubierta por un mosaico de cantos y bloques, de los que ha desaparecido casi por completo la matriz arenosa en los primeros centímetros de espesor por la acción eólica (LIVINGSTONE y WARREN, 1996); mientras que la fracción arcillosa ha sufrido eluviación previa hacia horizontes edáficos más profundos. Y aunque pueden darse procesos como el lavado superficial o el periglacialismo que produzcan formas similares, en este caso existen circunstancias como el darse siempre sobre superficies pla-

nas, lo que excluye la acción de la arroyada; o que en estos pavimentos los cantos se presenten eolizados, con pátinas o barnices de alteración, que parecen restringir su origen a la acción eólica.

Se han localizado en la región estudiada sobre la superficie de terrazas, en especial las

medias-altas, y siempre con escasa o nula vegetación. Entre éstas, cabe destacar las de +100 m (TDA₆) de la zona de Centenera de Andaluz, o las de +55-58 m (TDA₈) del sector de Ituero (Figura 8.7). Estos pavimentos han sufrido en muchos casos una degradación en áreas cultivadas, mientras que otras han sido colonizadas por la vegetación.



Fig. 8.7. Pavimento de deflación sobre una terraza del Duero, en Centenera de Andaluz.

8.4. MODELADO EÓLICO. CONCLUSIONES

Se puede decir pues que la acción eólica, aun habiendo dado lugar a numerosas formas y depósitos en especial en los sectores de campiñas, ha sido en su conjunto un fenómeno de escasa importancia en la evolución geomorfológica reciente (probablemente en el Pleistoceno superior final y Holoceno) y en la configuración del paisaje actual.

Parece haberse limitado a retocar ligeramente unos relieves marcados por la evolución de

la red fluvial, a la que todo lo más ha impreso un cierto carácter de endorreísmo en el Campo de Gómara por la creación de numerosos *deflation basins* y *pans* en un área ya de por sí muy plana. En el resto del territorio no se puede hablar más que de fondos de deflación y acumulaciones arenosas irregulares generalmente sobre terrazas fluviales, aunque su interesante significado paleoclimático y paleoambiental merecería estudios de detalle.

9. LADERAS

9.1. INTRODUCCIÓN

Los criterios según los cuales se distingue una porción de terreno como ladera o vertiente pueden ser muy variados.

Así por ejemplo, desde un punto de vista **morfométrico** PEDRAZA (1996) la define simplemente como “*una porción de terreno que mantiene constante su orientación*” y que por tanto tendrá un grado uniforme de insolación, humedad, etc.

Otra definición morfométrica es propuesta por CALVO (1997), como “*una superficie inclinada del relieve terrestre que une o enlaza con la menor distancia posible una línea de divisoria de aguas, en su cumbre, con el fondo de un valle o con una superficie llana y amplia de gradiente muy bajo*”. Esta segunda definición parece excluir por tanto superficies subhorizontales como los replanos de terraza, penillanuras, mesas, etc.

Mientras que desde un punto de vista **morfodinámico** (PEDRAZA, 1996) se excluye también el dominio estricto de las líneas de drenaje. Dentro de esta morfodinámica (YOUNG, 1972) se aduce en general a laderas de origen erosivo; las laderas de tipo submarino, morrénico, dunar, abanicos y otras formas deposicionales no suelen entrar en esta definición, aunque sí lo hacen los sectores basales de acumulación (coluviones, pedreras, etc.).

Desde un punto de vista más práctico, dentro de trabajos de cartografía geomorfológica regional, por eliminación se suele hacer referencia como vertientes a las formas de terreno cuya génesis no se ha asociado a ningún otro grupo genético (fluvial, glacial, periglacial, eólico, poligénico, etc.). En estas cartografías sólo suelen encontrar representación las formas acumulativas más singulares (v. p.ej. MARTÍN-SERRANO y SALAZAR, 2005); mientras que las formas erosivas, que son en muchas ocasiones las de mayor extensión superficial, no se representan o se suelen reducir

a algunas líneas de simbología en la dirección de máxima pendiente.

Para una completa caracterización de las laderas habrá que estudiar su forma (morfometría), los procesos que las han modelado y las afectan en la actualidad (morfodinámica) y los depósitos que se han generado y conservado.

La forma se podrá analizar a partir de perfiles, a cuyos tramos (cantiles, tramos rectos, cóncavos o convexos) se asociarán determinados procesos, sustratos (YOUNG, 1972) y sus relaciones con los niveles de base (PENCK, 1924), que suelen estar marcados por el thalweg del valle al que pertenezca cada ladera. Así por ejemplo, en cuanto a procesos CARSON y KIRKBY (1972) asocian en general las convexidades al *creep*; los perfiles rectos a la arroyada laminar, no reguerizada; mientras que la arroyada en regueros y los procesos más puramente fluviales y de acumulación (coluviones s.l., conos, etc.) tenderían a dar perfiles cóncavos. Los cantiles subverticales aparecen controlados por procesos puramente gravitatorios de caída de bloques desgajados por meteorización mecánica.

9.1.1. La herencia cuaternaria.

Otro aspecto que hay que tener en cuenta en el estudio de laderas es el de las formas cuaternarias relictas. Está bien documentado en la literatura geomorfológica que en Europa gran parte de las formas y depósitos de ladera, en especial en cotas de montaña media o superiores, como es el caso que nos ocupa, son heredados de ambientes periglaciares¹ de épocas cuaternarias frías (CAMPY y MACAIRE, 1989), en especial del último período glacial.

¹ Entiéndase aquí periglacialismo en un sentido amplio como el dado en áreas que estacionalmente sufren frecuentes ciclos de helada-deshielo; y no necesariamente vinculadas a un permafrost, que correspondería a concepciones mucho más restringidas del ambiente periglacial.

Los más antiguos sólo se conservan en lugares especialmente favorables poco afectados por modificaciones posteriores.

Así por ejemplo, en la **montaña meridional** de la región (FRÄNZLE, 1978; IBÁÑEZ, 1986) parece que los circos glaciares llegaron hasta unos 1.750 m de cota en Somosierra, en la cabecera del río Sorbe, junto a la sierra de Pela. FRÄNZLE (1978) considera que durante el Würm, si bien el periglaciario estricto se habría dado a partir de esas mismas cotas, puede definirse un piso subnival con dominio de los procesos solifluidales por encima de 700 m s.n.m., similar a los ambientes de tundra, crioclastia intensa por encima de 1.000-1.100 m (pone como ejemplo los mantos de derrubios del entorno de Rello), y nieves perpetuas por encima de 1.900-2.000 m.

En cotas bajas de la Ibérica castellana, aparte de las citas de GLADFELTER (1971), se cuenta con los trabajos más específicos de GONZÁLEZ MARTÍN y PELLICER (1988) en Sigüenza o GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI y GONZÁLEZ MARTÍN (1990) en Molina de Aragón, quienes asocian al Würm acumulaciones como *grèzes litées*, *groizes*, derrubios de solifluxión y de gravedad, cuyo desarrollo habría continuado en el Holoceno e incluso más atenuadamente en la actualidad durante los meses de invierno, en especial por crioclastia.

En las **áreas de cuenca**, otros autores como GÓMEZ ORTIZ *et al.* (2001) rebajan el límite de estas formas y depósitos relictos hasta los 500-600 m. Y aunque estos depósitos han sido mucho más estudiados en las regiones de Madrid y La Alcarria (BADORREY *et al.*, 1970; GONZÁLEZ MARTÍN y ASENSIO, 1978, 1986; VAUDOUR, 1979), también aparecen citados aunque mínimamente en los *monts* cretácicos y cuestas miocenas de Burgo de Osma (GARCÍA MERINO, 1968; LENDÍNEZ y MUÑOZ, 1991).

Mucho mejor documentado está el glaciario y periglaciario en **Cameros-Demanda**, desde los primeros trabajos de THORNES (1968) a los más recientes de ARNÁEZ (1987), GONZÁLEZ MARTÍN y PE-

LLICER (1988), SANZ (1992a, 1996a y b, 2001) o SANZ y PELLICER (1994). En todos ellos se habla de una zonación altitudinal que comprendería en la sierra de Cabrejas las laderas regularizadas y derrubios ordenados (*grèzes litées*) por encima de 900-1.000 m, mientras que canchales, glaciares rocosos, etc., que GUTIÉRREZ ELORZA y PEÑA (1994) consideran activos, aparecen ya por encima de 1.500-1.700 m.

También están bien estudiadas estas formas en la Ibérica aragonesa, en especial en el **macizo del Moncayo** (PELLICER, 1980), con el límite würmiense de las nieves perpetuas a 1.900 m; morrenas a 1.700 m y formas solifluidales por encima de 1.100 m. En la actualidad se citan procesos como la regularización de vertientes por encima de los 1.850 m (límite altitudinal del bosque) y un periglaciario más pleno a partir de 2.000-2.100 m; mientras que la isoterma teórica de 0°C anuales estaría a unos 3.000 m.

9.1.2. Condiciones actuales.

Los procesos actuales son más propios de áreas semiáridas; y frente al dominio del periglaciario y la acción gravitatoria de épocas frías, vendrían marcados fundamentalmente por la arroyada superficial y por tanto la erosión hídrica (CARSON y KIRKBY, 1972), íntimamente asociada a las variaciones estacionales de humedad. Las etapas de incisión y agradación, en especial en las concavidades basales, vendrían dadas por la sensibilidad mucho mayor que en áreas templado-húmedas a pequeñas variaciones en la cubierta vegetal, sean climáticas (v.p.ej. el trabajo de BURLLO *et al.* [1981] en las laderas del castillo de Alfambra) o antrópicas como ocurre en la actualidad. Así por ejemplo, GUTIÉRREZ ELORZA y PEÑA (1998) establecen el siguiente esquema de evolución holocena de la dinámica de laderas en la cuenca del Ebro, el Prepirineo y la Cadena Ibérica:

- Estadio de acumulación durante el post-Bronce y el Hierro, que en algunos sectores

se extiende hasta el Ibérico o Ibérico-Romano.

- Estadio de incisión del Ibérico-Romano hasta el Medieval.
- Estadio de acumulación post-Medieval, aunque no generalizada.
- Estadio actual de incisión y reguerización.

Lo cual, en relación con el clima, equivale en este medio semiárido a períodos de acumulación asociados a precipitaciones relativamente altas y temperaturas bajas, en las que la vegetación es suficiente para frenar la incisión. A mayor temperatura, la consiguiente mayor evapotranspiración llevaría a una menor cubierta vegetal.

En cuanto a las formas, frente a las suaves más relacionadas con la regularización del periglacialismo o la meteorización química intensa de las áreas templado-húmedas, las de tipo semiárido tienden a ser más rectas (retroceso paralelo de vertientes). En el caso de laderas con una formación resistente en la parte

alta, se suele dar un cantil de elevada pendiente determinado por procesos de gravedad, controlados a su vez por la tasa de meteorización mecánica. Y en el caso de materiales arcillosos es frecuente en áreas sin vegetación el desarrollo de cárcavas o *badlands*, con una evolución propia en la que se combinan los procesos fluviales con erosión hídrica y deslizamientos (CARSON y KIRKBY, 1972).

Sin embargo, debido a la importancia de la degradación de suelos en las áreas semiáridas, los trabajos al respecto se vienen dedicando en su práctica totalidad al estudio de los procesos y de sus resultados en forma de tasas de erosión y sedimentación, con mucha menor atención a aspectos morfoevolutivos.

Los procesos de erosión hídrica y su actividad, no sólo en las laderas sino en el conjunto de la región, serán extensamente analizados en la tercera parte de este trabajo, como desarrollo de una aplicación práctica. Baste de momento con citar el antecedente de THORNES (1975, 1976) en la provincia de Soria.

9.2. ÁREAS DE SIERRA: CABREJAS Y PELA

Ambos macizos montañosos, situados respectivamente en los bordes N y S de la región estudiada (Mapas 1 y 6), presentan a grandes rasgos una configuración similar de laderas. Por un lado, una vertiente septentrional fuertemente escarpada que las enlaza con las depresiones intramontañosas de la Cuerda del Pozo y Tiermes, y en la que los procesos de tipo periglacial han dejado una fuerte impronta. Por otro, una vertiente meridional mucho más suave aunque con historias evolutivas muy diferentes en uno y otro caso.

9.2.1. El escarpe septentrional.

Como ya se comentó en el Capítulo 5, se trata de formas de condicionante estructural en retroceso debido a la erosión remontante de la

red de drenaje. Debido a su considerable rango de alturas, desde un máximo en torno a los 1.450-1.550 m y hasta cotas de 1.100 m en las depresiones septentrionales, se pueden diferenciar procesos y formas dominantes a distintos intervalos de altitud:

Las **áreas de cumbres** muestran, en especial en la sierra de Cabrejas, multitud de rasgos de periglacialismo: a partir de las formaciones calizas del Cretácico superior, los procesos de crioclastia y solifluxión provocan en las mayores pendientes la formación de pedreras y *grèzes litées*, más ricas en finos. Estos últimos depósitos están formados por unas gravillas planas muy homométricas (2-5 cm) con escasa matriz arcillosa de descalcificación, y desarrollan terracillas de solifluxión (Fig. 9.1).



Fig. 9.1. Terracillas de solifluxión en la sierra de Cabrejas, en las cercanías del Picofrentes.



Fig. 9.2. Ladera completamente cubierta de derrubios periglaciares en el escarpe septentrional de la sierra de Cabrejas.

Al efecto de la solifluxión y el *creep* se le puede achacar la gran longitud de la convexidad cimera en muchas de estas laderas (CARSON y KIRKBY, 1972), así como su regularización, de modo que apenas existen contrastes estructurales como pudieran ser los *tors* (Fig. 9.2). En las áreas más planas, presumiblemente asociados a una mayor y más

persistente acumulación de nieve y mayor número de ciclos de helada-deshielo, llegan a aparecer pavimentos de gelifracción sobre afloramientos rocosos, con lajas que alcanzan hasta 25 cm de eje mayor.

Los **sectores intermedios**, de talud rectilíneo, llegan a adquirir longitud considerable. Se

localizan de manera fundamental en tramos de la serie estratigráfica formados por alternancias de calizas con arcillas y margas, y donde una fina capa de derrubios tiende a suavizar los contrastes litológicos. Corresponde así a un tramo de transporte de material formado por crioclastia en las cumbres y que tiende a acumularse en las concavidades basales en forma de coluviones.

En el caso de las **concavidades basales** se presentan diferencias en ambas sierras, relacionadas con los distintos rangos de cotas y sustratos en que se desarrollan. En la sierra de Cabrejas, su base se sitúa a unos 1.100 m de cota y en la formación de Arenas de Utrillas, donde la conservación en algunos sectores de glacia erosivos y el desarrollo de acarcavamientos indican la actuación de procesos más típicos del ambiente semiárido en estos materiales blandos.

Por el contrario, la base del escarpe N de la sierra de Pela no se sitúa mucho más abajo de los 1.300 m en areniscas y arcillas triásicas, se caracteriza al igual que el resto del perfil por

una acumulación de gelifractos periglaciares y no son infrecuentes los afloramientos rocosos a modo de *tors*.

Se han distinguido tres grandes grupos de laderas:

Laderas de cantil-talud: Dominan casi por completo el escarpe de la sierra de Pela (Fig. 9.3a) y la mitad occidental de la de Cabrejas (Fig. 9.3b). Se caracterizan por la escasa longitud del tramo convexo superior, debido a la existencia de un cantil rocoso rectilíneo de pendientes superiores incluso al 100%. Presentan además otro tramo rectilíneo de talud de longitud considerable y pendientes en torno al 60%, así como una concavidad basal de acumulación o en forma de glacia.

Laderas polisecuenciales (Fig. 9.3c): Se localizan en varios sectores, como en torno a los pueblos de Abejar y Muriel Viejo en Cabrejas o en Sotillo de Caracena en Pela. Se deben a la intercalación de miembros calizos resistentes en tramos predominantemente areno-margosos.

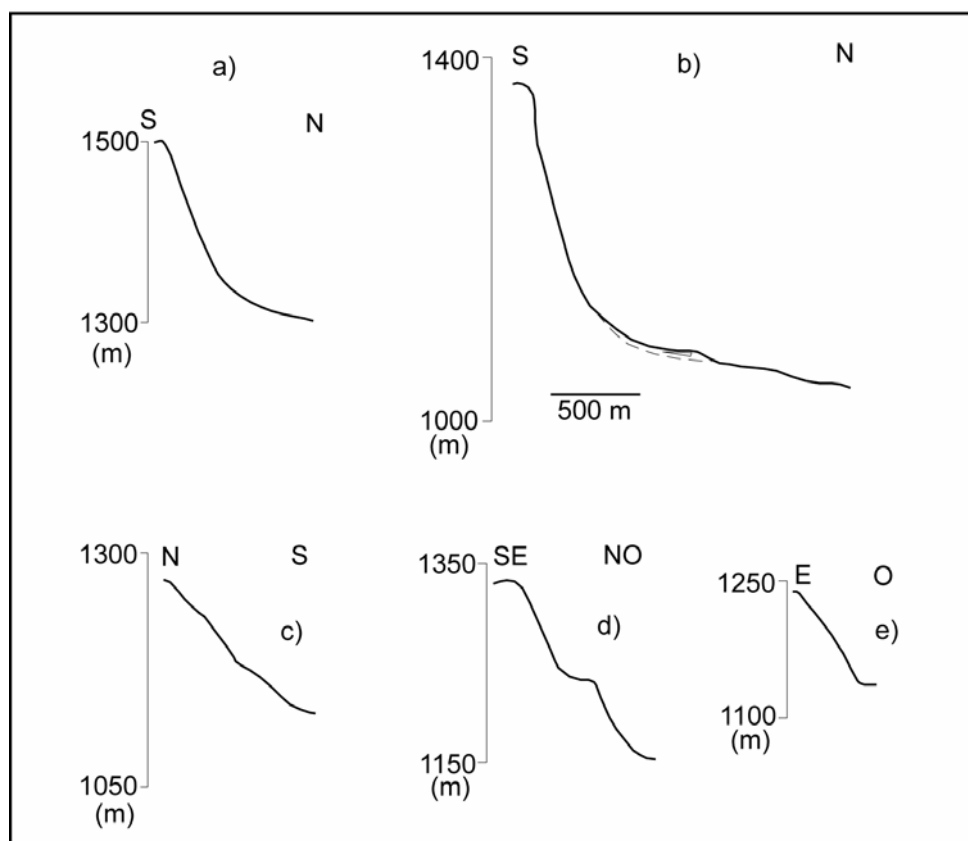


Fig. 9.3. Perfiles en escarpes de sierra. a, b) Perfiles de cantil-talud. c, d) Polisecuenciales. e) Convexos.

En el caso de la sierra de Cabrejas presenta cierto interés, ya que supone la división de la ladera en dos subperfiles (Fig. 9.3d): Uno superior esencialmente convexo, por encima de los 1.200-1.250 m de cota dominado por los procesos periglaciares de gelifracción, solifluxión y *creep* que motivan la existencia de unas laderas completamente regularizadas, cubiertas en su práctica totalidad por derrubios y pendientes medias en torno al 45%. El subperfil inferior adquiere una configuración mucho más típica con cantil-talud rectilíneos y una concavidad basal, propios de los ambientes templados y semiáridos y con pendientes algo inferiores a las del perfil superior.

Laderas predominantemente convexas (Figs. 9.3e, 9.2): No parecen ser muy comunes y se han localizado en puntos muy concretos, como en torno al propio pueblo de Cabrejas del Pinar. Se encuentran muy cubiertas de derrubios de gelifracción que regularizan en gran medida los contrastes litológicos, y la falta de los tramos rectilíneos y cóncavos basales se debe a la erosión por desplazamiento lateral del fondo de valle, en este caso del arroyo de la Hoz.

9.2.2. Vertiente meridional de la sierra de Cabrejas.

Como expuso en el Capítulo 4, este relieve policíclico es consecuencia fundamental de los sucesivos ciclos de erosión-sedimentación terciarios, por lo que a dicha edad cabe asociar unas vertientes muy definidas y regularizadas y que no parecen haber sufrido retoques posteriores de consideración (SANZ, 1992a, 1996). Así, si bien son relativamente abundantes los derrubios que tapizan de manera discontinua las laderas, su espesor no llega a adquirir importancia más que en las formaciones coluviales de los pies y no suavizan en exceso los perfiles; de modo que su geometría regularizada se halla impresa en el propio sustrato rocoso y se puede llegar a hablar por tanto en muchos casos de *vertientes de Richter s.s.* Resulta así evidente el largo tiempo que ha supuesto su modelado, así como su estabilidad.

Debido también a esa larga evolución, son escasos los **perfiles simples**, como los correspondientes a algún *inselberg* sobre la *Superficie Intramiocena* de los Llanos de Calatañazor (Fig. 9.4a), del tipo convexo-cóncavo y buena adecuación a una curva matemática.

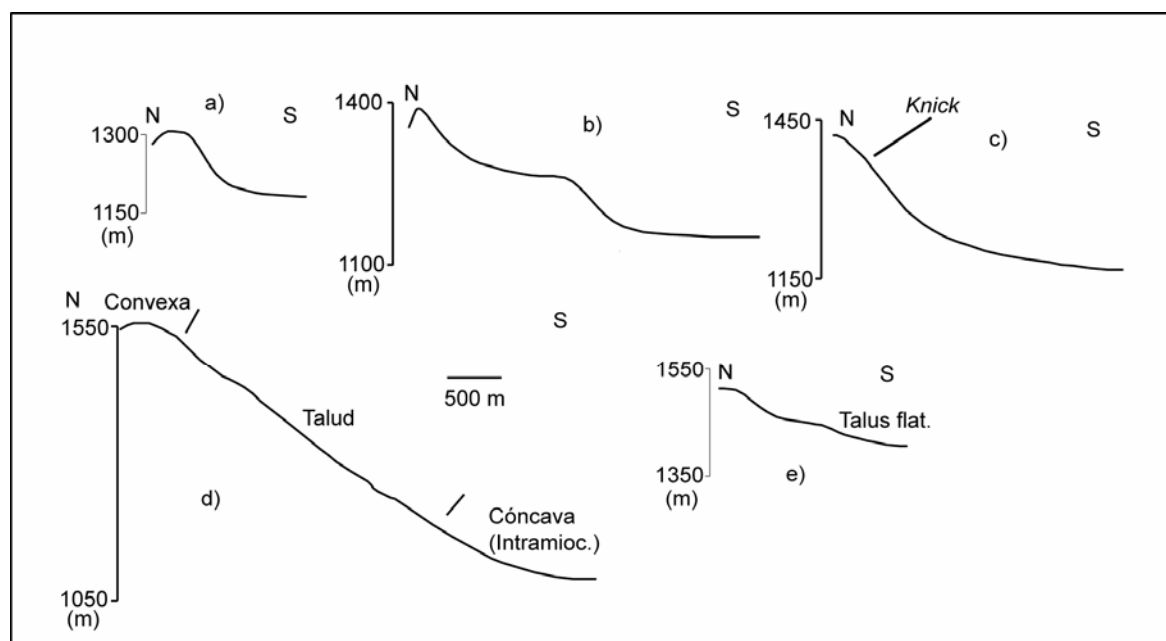


Fig. 9.4. Perfiles de ladera en la vertiente meridional de las sierras. a) y d) Convexo-cóncavos. b) y c) Policíclicos. e) Talus flatirons en la sierra de Pela.

Más comunes son los **perfiles polisecuenciales**, debido al escalonamiento de las superficies erosivas de *Sierra Llana* y los *Llanos de Calatañazor*, de modo que se suceden dos perfiles convexo-cóncavos con tramos de talud rectilíneo intermedios no excesivamente largos (Fig. 9.4b).

De **interpretación** más **compleja** resultan cuando la erosión ha eliminado por completo los restos de la superficie intermedia de Sierra Llana, por lo que del nivel de cumbres a la concavidad basal marcada por la *Superficie Intramiocena* de los Llanos de Calatañazor existe un perfil único convexo-cóncavo con talud rectilíneo intermedio. Sin embargo, se llega a diferenciar en algún punto un *knick* de cambio de pendiente dentro del tramo convexo, como único resto de la actuación de esos dos ciclos erosivos sucesivos: el de *Sierra Llana*, conservado únicamente en el tramo más superior de la convexidad, y el *Intramioceno* en el resto del perfil (Fig. 9.4c).

Dentro de este grupo se podrían incluir también las laderas presentes en los *inselbergs* de la *Rampa de Soria* (Mapa 2), de similares características geométricas y posición geomorfológica. Se trata en todos los casos de **laderas convexo-cóncavas**, con largos tramos de talud determinado en gran medida por la estratificación (Fig. 9.4d). La concavidad basal no muestra depósitos significativos en ningún punto.

Las huellas conservadas de procesos periglaciares cuaternarios son variables: desde una cubierta muy continua de pedreras de gelifración sobre las laderas de la sierra del Almuerzo sobre el Grupo de Oncala detrítico, a las

laderas más desnudas en los relieves menores sobre cretácico calizo de Santa Ana, El Picazo o Tiñoso, en los que ha influido también sin duda su alto grado de deforestación y la presión de usos humanos.

9.2.3. Vertiente meridional de la sierra de Pela.

Se desarrolla en materiales terciarios y cretácicos de litologías en conjunto más blandas que en el caso del escarpe septentrional, lo que da como resultado unas laderas muy suaves, no excesivamente variadas, plenamente ligadas a la evolución de la incisión cuaternaria de la red de drenaje. Las litologías permiten la generación de unos glaciares amplios aunque muy degradados por incisión, lo que da lugar al desarrollo en algún caso de *talus flatirons* (facetas triangulares de ladera; Fig. 9.4e), ya citadas brevemente por GUTIÉRREZ ELORZA y SESÉ (2001); incisión que denota además una cierta antigüedad, que se situará probablemente en el Pleistoceno superior. El conjunto de las vertientes se encuentra recubierto por cantos planos procedentes de la gelifración de *tors* en niveles conglomeráticos más resistentes. Fenómenos de periglaciario que siguen aún activos, como se deduce del reconocimiento en campo de la existencia en algunos valles de antiguos bancales de cultivo, abandonados y hoy recubiertos igualmente por este tipo de depósitos (Fig. 9.5), y como corresponde a áreas de cota elevada que en los meses más fríos se pueden situar por encima de la isoterma media de 0°C (Fig. 1.4.b).



Fig. 9.5. Ladera de la vertiente meridional de la sierra de Pela, donde se observan restos muy degradados de antiguos bancales.

9.3. DEPRESIONES INTRAMONTAÑOSAS: TIERMES Y CUERDA DEL POZO

La similitud del relieve de las dos depresiones presentes en ambos bordes montañosos de la región: la de la Cuerda del Pozo en Cameros-Demanda (Mapa 1); y la de Tiermes en la Ibérica castellana (Mapa 6), ambas caracterizadas por la sucesión de formas estructurales homoclinales, determina del mismo modo unas formas de ladera similares en las que se podrían distinguir dos grandes grupos: 1) Las determinadas por las cuestas homoclinales del Grupo de Urbión en la Cuerda del Pozo y las areniscas Buntsandstein de Tiermes. 2) Los interfluvios arenosos en el Grupo de Oncala y Formación Utrillas en la Cuerda del Pozo.

9.3.1. Laderas sobre cuestas homoclinales.

Su estudio se ha reducido en la práctica al análisis de perfiles, como los mostrados en la Fig. 9.6a y b, que muestra una ligera asimetría típica de los relieves en cuestas homoclinales. Dichos perfiles son del tipo convexo-cóncavo, cuyo talud (tramo recto del perfil) es de mayor longitud y menor inclinación en los dorsos, por

la condicionante estructural paralela a la estratificación; mientras que en el frente dicho talud está controlado más bien por el diaclasado subperpendicular a la estratificación. Su edad es cuaternaria, plenamente relacionada con la incisión de la red fluvial actual.

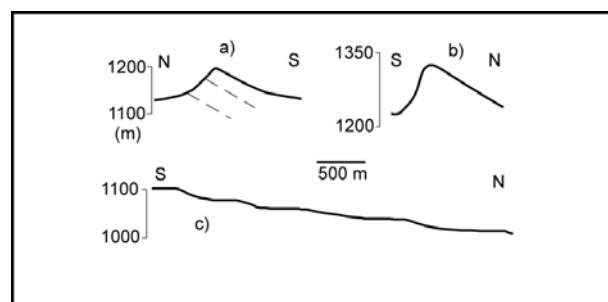


Fig. 9.6. Perfiles de ladera en depresiones intramontañosas. a) y b), en cuestas homoclinales. c) poliseccional en relieve aterrazado.

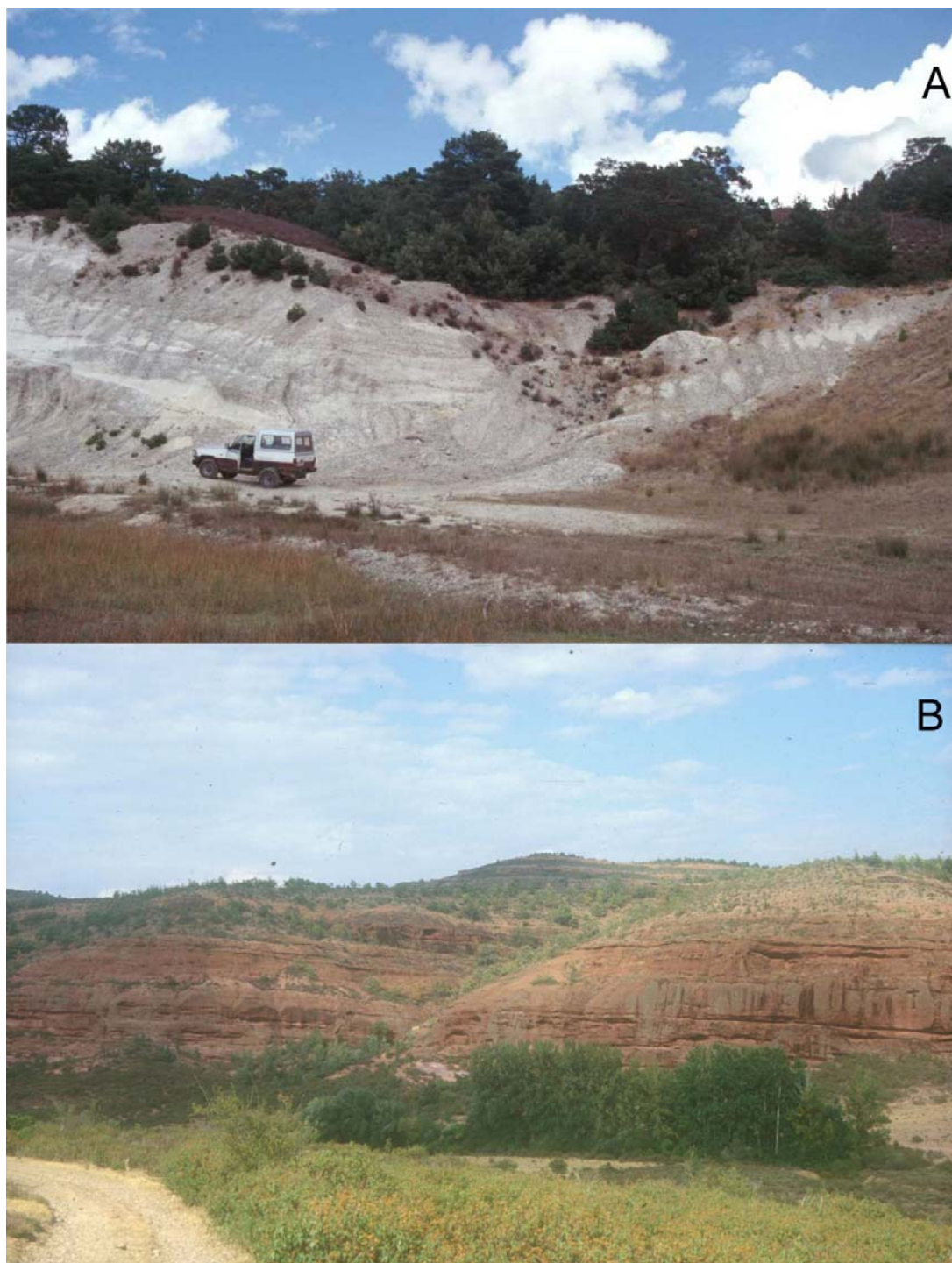


Fig. 9.7. Laderas erosivas en relieves homoclinales. a) Acarcavamientos a partir de una cantera en arenas de facies Weald en la depresión de la Cuerda del Pozo. b) Afloramientos rocosos en frentes de cuesta en la depresión de Ternes, en areniscas del Triásico Buntsandstein.

Sin embargo, la dinámica actual resulta diferente si se comparan ambas áreas. Por un lado, sobre el Grupo de Urbión en la Cuerda del Pozo, las laderas están por lo general muy estabilizadas, como corresponde a un área esencialmente plana y de vegetación de pinares que la cubre en su práctica totalidad. Esto ha impedido además la caracterización en campo de

los depósitos correspondientes, que son de tipo coluvial y se acumulan principalmente a pie de los frentes de cuesta.

Eliminada esta cubierta vegetal, y en especial a partir de áreas de mayor pendiente y mayor acción humana (cluses, collados de vías pecuarias y de comunicación, canteras aban-

donadas, etc.), la escasa cohesión del sustrato origina acarcavamientos y áreas localizadas de fuerte erosión hídrica (Fig. 9.7a). En el resto de la zona, la erosión resulta muy atenuada y los procesos de vertiente que se pueden distinguir son los de tipo *creep* en las áreas más favorables.

Frente a ello, la de Tiermes es un área no excesivamente vegetada; de modo que los procesos de erosión hídrica extensiva favorecen el afloramiento muy frecuente del sustrato rocoso por eliminación de la cubierta edáfica (Fig. 9.7b).

9.3.2. Interfluvios en sustrato arenoso.

La homogeneidad de estas formaciones poco consolidadas determina el desarrollo de relieves alomados suaves muy degradados, sin apenas formas específicas diferenciables.

En el área de Valonsadero, donde se conservan formas antiguas exhumadas de los ciclos terciarios de aplanamiento, SANZ (2001) describe laderas regularizadas en algunos *inselbergs*, los cuales debido a erosión diferencial empiezan a adquirir morfologías en cuesta poco pronunciadas. Asociado al río Duero, el escalonamiento de terrazas determina un perfil polisecuencial (Fig. 9.6c).

En esta misma área aparece una vertiente asociada al encajamiento del río Pedrajas que

ha conservado una morfología de **glacis** erosivo asociado a las terrazas del Pleistoceno medio. Glacis de edad no determinada se conservan también aunque bastante degradados sobre el sustrato de las arenas de Utrillas al pie de la sierra de Cabrejas (Fig. 5.15). Son de tipo erosivo, asociados a la evolución y retroceso del propio escarpe de sierra. En superficie presentan arenas que engloban cantos silíceos, procedentes de la simple remoción del sustrato. Su perfil típico es cóncavo muy suave.

Frente a estos glacis pleistocenos, que indican una erosión lateral predominante, las formas más recientes son el resultado del predominio de la **erosión hídrica** intensa y la tendencia al encajamiento de la red de drenaje. Éstas son los acarcavamientos y torrenteras, muy extensos y visibles en torno a Fuentetoba y el núcleo del anticlinal de Villaciervos (Fig. 9.8), condicionados por la escasa vegetación, el sustrato areno-arcilloso suelto y los relieves de erosión diferencial. Muchas de estas formas parecen haberse desarrollado a partir de canteiras de arena abandonadas (Fig. 9.7a), o incluso a lo largo de antiguas vías pecuarias (como en Ocenilla) y en general los caminos más transitados.

Debido a esta tendencia general a la erosión y el encajamiento, apenas se pueden cartografiar depósitos más que algún coluvión conservado en áreas favorables.



Fig. 9.8. Erosión hídrica con reguerizaciones en tramos arenosos y margosos de la falda E del Picofrentes.

9.4. RAMPAS DE LOS BORDES MONTAÑOSOS

En estas áreas amesetadas y de gran homogeneidad topográfica y morfoevolutiva, con su relieve de superficies de aplanamiento (*Superficie de los Llanos de Calatañazor* en el borde N, Mapa 1; *Rampas de Caracena-Alaló* y *Altos de Barahona* en el borde S, Mapas 6 y 7), se instalan laderas sencillas, de escasa longitud y recientes, relacionadas de manera general con la incisión fluvial cuaternaria en forma de gargantas y cañones. Según diversos condicionantes litológicos y evolutivos se han definido diferentes tipos:

9.4.1. Laderas convexas.

Se pueden asociar en primer lugar a estadios incipientes de incisión en la cabecera de la red fluvial, como ocurre en el alto Bornova en el macizo de Campisábalos, si bien se vinculan con mucha mayor frecuencia a cañones. El encajamiento de las redes fluviales en materiales resistentes determina unas laderas de gradiente considerable, que sobrepasa con frecuencia el 100% y donde no son infrecuentes tampoco los cantiles subverticales.

Casos llamativos por su gran desnivel y pendiente son los del río Caracena (Fig. 9.9a) en el sur, o la hoz del Duero en Soria, en el macizo de Santa Ana (Fig. 9.9b). La convexidad impide en gran medida la acumulación de depósitos más que en el fondo del valle, y oscilan desde la caída de grandes bloques a pedreras de gravas desordenadas con muy escasos finos; mientras que la propia pendiente no permite la acumulación de hielo que favorezca los procesos periglaciares. Son por tanto laderas dominadas por procesos casi puramente gravitatorios.

Vertientes más suaves, en valles más abiertos, aparecen por desplazamiento lateral del cauce en conglomerados calcáreos terciarios en torno a Fresno de Caracena (Mapa 6, Fig. 9.9c), o en cluses como el Vallejo Perdices del río de Muriel Viejo (Fig. 7.21) o el arroyo de la Hoz en Cabrejas del Pinar (Mapa 1, Fig. 9.9d), donde sí se localizan con frecuencia depósitos de gelifracción que suavizan los contrastes de relieve, si bien no suelen ser suficientes ni siquiera para formar una concavidad basal clara.

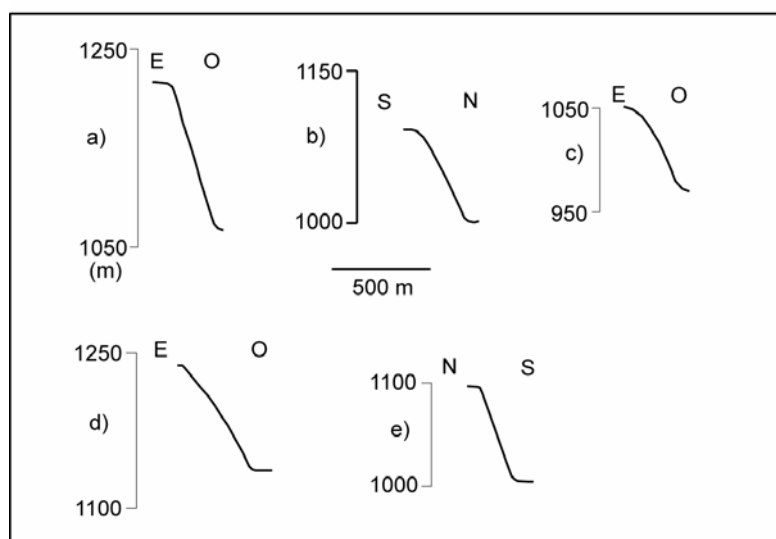


Fig. 9.9. Perfiles de ladera en las parameras de montaña. a-d), laderas convexas. e) Laderas rectas



Fig. 9.10. Ladera recta en el entorno de Muriel de la Fuente, cubierta por depósitos de gran espesor de grèzes litées.

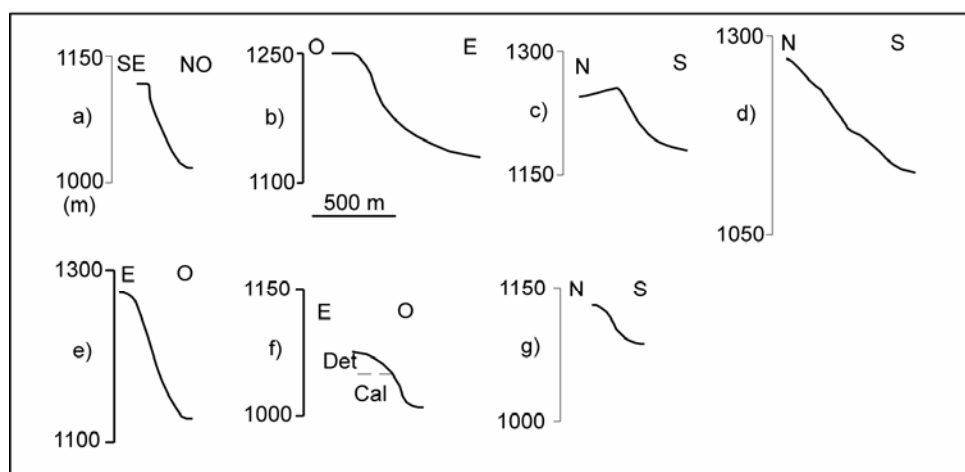


Fig. 9.11. Perfiles de ladera en las rampas montañosas. a) y b) laderas de cantil-talud. c) y d) Laderas en el escarpe Keuper-Jurásico. e), f) y g), laderas convexo-cóncavas.

9.4.2.Laderas rectas.

Quizá las menos abundantes, se han localizado por ejemplo en la cabecera del río Abión, en Muriel de la Fuente (Figs. 9.9e y 9.10). La explicación para la existencia de este tramo rectilíneo tan continuo reside en el gran desarrollo de los depósitos periglaciares del tipo de las *grèzes litées* (derrumbios estratificados), que llegan a cubrir la ladera en su práctica totalidad con espesores considerables. Están compuestas por gravillas sueltas de 1-3 cm de

tamaño medio, con apenas un 5-10% de matriz limo-arcillosa de color beige claro. SANZ (1992b) considera que muchos de estos depósitos son relictos, al desarrollarse suelos orgánicos recientes sobre los mismos.

9.4.3.Laderas de cantil-talud.

La acción periglaciaria, bien documentada en la Ibérica castellana (GLADFELTER, 1971; GONZÁLEZ MARTÍN y ASENSIO, 1977;

GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI y GONZÁLEZ MARTÍN, 1990), donde incluso las planicies erosivas aparecen cubiertas de gelifractos, es especialmente visible en los depósitos de vertiente que se dan en valles más amplios, cuyas paredes son casi indefectiblemente del tipo **cantil-talud**. Dentro de las parameras meridionales, estas laderas se localizan principalmente asociadas a la progresiva apertura de los ríos hacia las campiñas bajas (Fig. 9.11a); aunque también se pueden distinguir en el área de la Rampa de Alaló, vinculadas a escarpes de línea de falla exhumados (Fig. 9.11b).

La configuración de las laderas en relación con la litología del sustrato es muy similar en toda el área estudiada: el cantil rocoso superior desarrollado en calizas y dolomías del Cretácico superior como área fuente de gelifractos, y el talud y la concavidad basal sobre las formaciones más margosas infrayacentes y la Formación de Arenas de Utrillas.

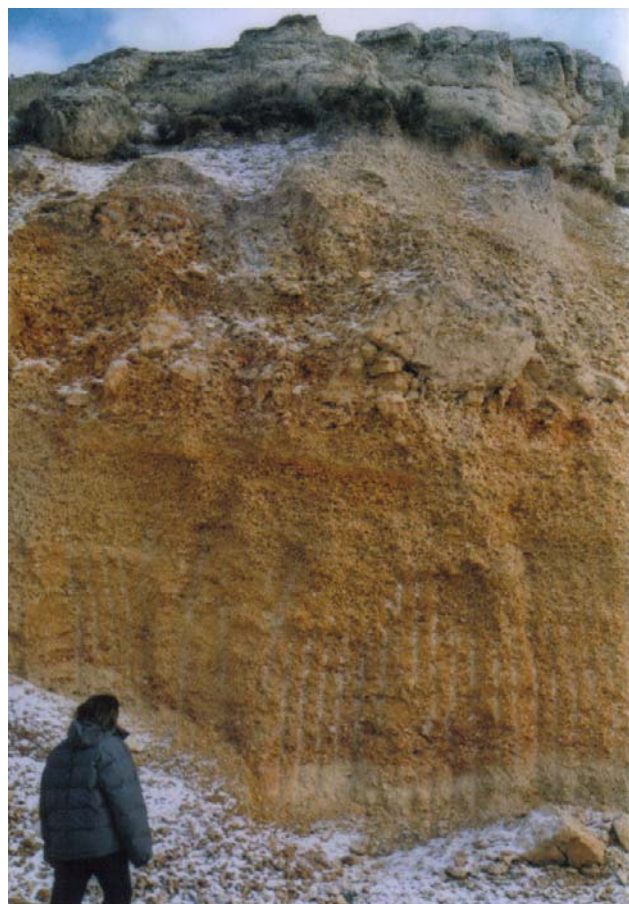


Fig. 9.12. Depósito de cantos planos de gelifracción en el que se observan varios niveles rubefactados de edafización. Cercanías de la Riba de Escalote.

El tramo de talud se puede clasificar en muchos casos como una *ladera regularizada s.l.*, con acumulación sobre el mismo así como sobre la concavidad basal de cantos planos angulosos de diversos tipos: *grèzes litées*, *groizes*, y depósitos de solifluxión menos abundantes. Entre los más frecuentes se encuentran las acumulaciones de derrubios de cantos ordenados y desprovistos casi absolutamente de finos. En algunos cortes favorables (Fig. 9.12) se pueden distinguir varias etapas de generación por crioclastia (rexisáticas), en las que se intercalan niveles pedogenéticos de rubefacción, correspondientes a episodios climáticos más suaves (biostáticos).

9.4.4. Laderas en Keuper-Jurásico.

Se trata en realidad de laderas de tipo cantil-talud, pero que se tratan por separado debido a su diferente dinámica muy controlada por los deslizamientos. Se establecen en los escarpes erosivo-estructurales de las altiplanicies de la Cordillera Ibérica con las depresiones de Miedes y Tiermes. Y se definen geoméricamente por un cantil rocoso en las calizas y dolomías jurásicas superiores y un tramo cóncavo en el keuper arcillo-yesífero, de comportamiento más plástico.

La plasticidad de esta formación respecto a las carniolas suprayacentes condiciona una dinámica de laderas en la que los movimientos en masa adquieren una importancia considerable en su evolución frente a otros procesos, mucho más limitados. El fenómeno ha sido descrito por diversos autores en el conjunto de la Ibérica, y en concreto en el Alto Henares por GLADFELTER (1971) o SÁENZ RÍDRUEJO y ARENILLAS (1974). Estos últimos describen dos grandes tipos en la zona de Medinaceli:

- Deslizamientos de bloques de carniolas sobre laderas arcillosas.
- Desplazamientos verticales, por disolución de los yesos infrayacentes.

El resultado es la acumulación de grandes bloques de dolomías y carniolas en la base de los escarpes y los fondos de valle. En algunos

casos la gran dimensión de estos bloques puede llevar a una interpretación tectónica del desplazamiento, como ocurre por ejemplo en algunos cerros de resistencia conservados en torno a Paredes de Sigüenza. El cantil superior está controlado por el diaclasado de la roca, y es por tanto rectilíneo como en el escarpe de la depresión de Tiernes con la rampa de Caracena (Fig. 9.11c). En el caso de perfiles de mayor longitud y heterogeneidad litológica adquieren geometrías más irregulares, de tipo polisecuencial, como los que se sitúan en la divisoria de aguas Duero-Tajo (Fig. 9.11d).

9.4.5. Laderas convexo-cóncavas.

Lo más común a este tipo de vertientes en el área montañosa es su situación en las áreas más abiertas de los valles, y siempre que no existan diferencias litológicas a lo largo del perfil que determinen por ejemplo tipos de cantil-talud.

Es el caso que se da por ejemplo en el arroyo de la Hoz, en el borde de Calatañazor (Mapa 1, Fig. 9.11e). Muestra como cualquier ladera típica de climas semiáridos (CARSON y KIRKBY, 1972) un corto tramo convexo superior; un talud rectilíneo de longitud considerable y pendientes en torno al 50%; y un tramo cóncavo basal, en este caso de acumulación coluvial.

En el área de la **Rampa de Soria** (Mapa 2) son habituales sobre litologías mixtas: con sustrato calizo mesozoico en la parte inferior del perfil, al que se superpone una formación detrítica poco consolidada, como la Formación de Bloques de Numancia o una terraza cuaternaria. Un ejemplo es el cerro de Numancia en Garray (Figs. 9.11f y 5.13). Sobre el sustrato calizo resistente se desarrolla una concavidad basal bien marcada, con acumulación de material de *creep* y arroyada. El tramo intermedio de talud es muy corto o puede incluso faltar. Por su diferente resistencia, la formación detrítica superior tiende a dar un perfil convexo bastante amplio, y los materiales erosionados de ésta recubren el resto del perfil enmascarando el sustrato. Aunque se trata en general de áreas bien vegetadas, la escasa cohesión del material superior y de ladera permite la erosión hídrica con frecuente y muy rápida formación de reguerizaciones y *gullies*.

En el borde montañoso meridional son escasas, y se localizan en paredes de *poljes* como los de Retortillo de Soria o Barcones (Mapas 6 y 7). Su desarrollo se vincula en mayor medida a procesos de corrosión kárstica que gravitacionales, lo que hace que sus perfiles sean muy suaves, con buena adecuación a una curva matemática (Fig. 9.11g), frente a los de cantil-talud mucho más frecuentes en su entorno.

9.5. ÁREA DE CAMPIÑAS ALTAS (TIERRA DEL BURGO Y PINARES DE ALMAZÁN)

Se trata de áreas compuestas por un sustrato detrítico muy variado del Neógeno terminal y de terrazas cuaternarias (Mapas 3, 4 y 5): gravas silíceas, arenas y arcillas, con predominio de materiales más gruesos en las posiciones morfoestratigráficas más altas en forma de plataformas resistentes. Por otro lado, constituyen unidades relativamente elevadas respecto a las campiñas circundantes y las cotas de los ríos principales, por lo que la red fluvial se encaja netamente en ellas y resultan unas pendientes considerables y de no excesiva longitud.

Estos dos factores: litologías poco coherentes y unas pendientes moderadas, condicionan unas laderas dominadas por los procesos de erosión hídrica y en las que son muy comunes las formas erosivas del tipo de las **cárcavas y torrenteras** en amplias áreas. En los casos de menor encajamiento los fenómenos de arroyada generan **glacis** predominantemente erosivos, mientras que sólo en laderas mejor protegidas contra la erosión se pueden distinguir fenómenos de desplazamiento en masa de tipo *creep*.

Entre las dos grandes unidades agrupadas aquí (*Tierra del Burgo* y *Pinares de Almazán*), cabe distinguir una dinámica actual ligeramente diferente: la característica vegetación de pinares que cubre la segunda de ellas, fruto principalmente de repoblaciones llevadas a cabo en el siglo XX, contribuye a que los mencionados procesos de erosión hídrica queden limitados en la actualidad a áreas muy reducidas, en general las más aclaradas por talas o incendios, donde inmediatamente se ponen de manifiesto. Esto habla a su vez de la importancia de las medidas de conservación de suelos en una zona que por su litología y su relieve resultaría especialmente sensible a los fenómenos erosivos.

Los **depósitos de ladera** derivados de esta dinámica corresponden mayoritariamente a gravas silíceas procedentes de las unidades culminantes. Depósitos que si bien tienden a

acumularse a pie de las vertientes, también con mucha frecuencia tapizan de manera muy continua todas las laderas enmascarando por completo el sustrato con una capa de gravas silíceas y escasas arenas, debido al lavado lateral (Fig. 9.13). Esto ha llevado a algunos autores, como VALVERDE (1991) a considerar el conjunto como una única formación neógena de gravas silíceas.

En cuanto a los **perfiles**, sus distintos tipos se han caracterizado en función de los valles en que se instalan: en la red secundaria o en los ríos principales. No obstante, casi todos presentan ciertas características comunes, como son: una convexidad superior suave y de considerable longitud, merced a las litologías de gravas sueltas de las áreas más altas; un tramo de talud muy corto o inexistente; y una concavidad basal bastante amplia, como corresponde a sustratos detríticos sueltos.



Fig. 9.13. Depósito de ladera muy continuo compuesto por gravas y cantos procedentes de una terraza cuaternaria, que cubre un sustrato mioceno arenoso. Entorno de Centenera de Andaluz.

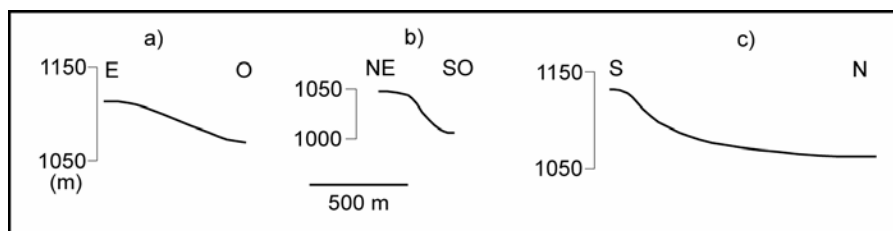


Fig. 9.14. Perfiles en distintos tramos de un valle fluvial en el área de pinares de Almazán.
a) Tramo de cabecera (convexo predominante). b) Tramo medio (convexo-cóncavo).
c) Tramo bajo (cóncavo predominante).

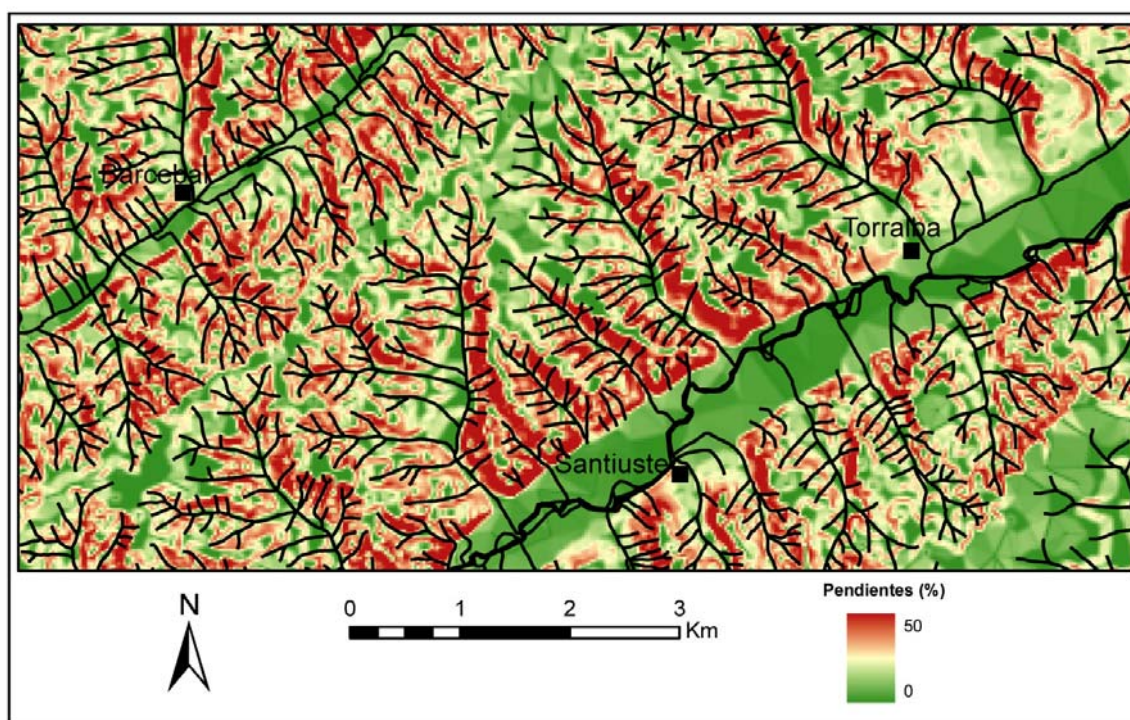


Fig. 9.15. Mapa de pendientes de un sector de la Tierra del Burgo, donde se observa la asimetría de laderas entre las vertientes SO, más escarpadas, y las NE, más suaves.

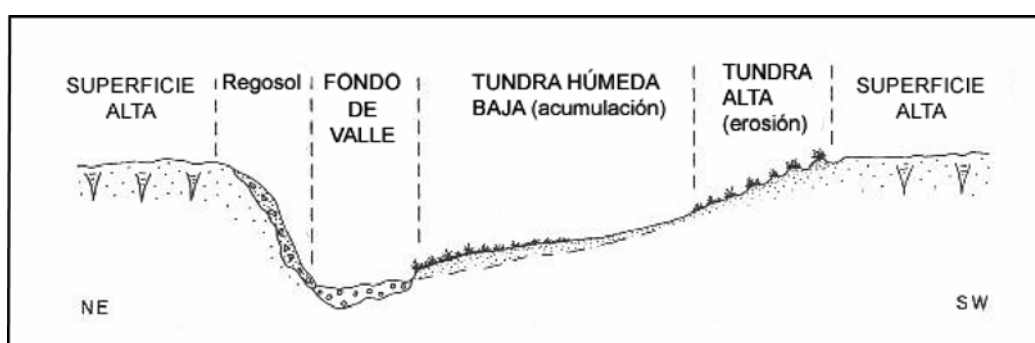


Fig. 9.16. Asimetría de laderas de origen climático en zonas de tundra. Modificado de OLLIER (1976).

9.5.1. Vertientes de la red secundaria. Asimetrías.

Para su estudio se han tomado como ejemplo las paredes del arroyo del Valle (Mapa 4), caracterizadas en distintos puntos: En su parte de

cabecera (Fig. 9.14a) muestra un perfil muy suave aunque con tendencia al dominio de la convexidad, como corresponde a los estadios iniciales de encajamiento. En su **tramo medio**, donde el encajamiento es más neto (Fig. 9.14b), se muestran las mayores pendientes y

las mayores longitudes del tramo rectilíneo; los depósitos coluviales de pie de ladera se mezclan con los más puramente fluviales del fondo del valle. En el **tramo bajo** de desembocadura domina absolutamente la concavidad basal como área de acumulación (Fig. 9.14c), y se presentan geometrías bastante similares a las de los valles de ríos mayores (cf. Fig. 9.17d).

Por otra parte, quizás la característica más destacable del conjunto de la zona es la **asimetría de vertientes** y procesos si se comparan las laderas opuestas de los distintos valles (Fig. 9.15). Así, se observan en la práctica totalidad del área unas vertientes de orientación N a E muy tendidas, con pendientes del orden del 3-4% y en general bien vegetadas. En las vertientes opuestas las pendientes son sensiblemente mayores, en torno al 15%, menos vegetadas, condicionadas muchas veces estructuralmente por una capa resistente cimera y son muy comunes las formas de erosión hídrica intensa como reguerizaciones, *gullies* e incluso acarcavamientos.

No es infrecuente que la vertiente más tendida desarrolle glacis, con depósitos de hasta 1,5 m de espesor compuestos por arenas y arcillas que engloban gravas silíceas procedentes de derrames de los niveles conglomeráticos que ocupan posiciones topográficas culminantes. En ocasiones, como en las paredes del río Sequillo (Mapa 4), estos glacis parecen estar condicionados estructuralmente por la existencia de capas duras. En algún caso, la evolución geomorfológica posterior ha determinado que los glacis se dispongan a modo de facetas triangulares de ladera (*talus flatirons*).

En cuanto a las **causas** de dicha asimetría, las más habituales son las de origen neotectónico, como las propuestas por FERNÁNDEZ et al. (2004), quienes hablan de un progresivo desplazamiento de la red fluvial hacia el E y el S en el conjunto de la cuenca terciaria debido a un basculamiento en el mismo sentido. Sin embargo, como ya se apuntó en el Apdo. 7.3.5, al menos aquí no parece existir una correlación clara entre esta disposición de las laderas y los condicionantes tectónicos o estructurales del

sustrato. Antes bien, la propia pendiente deposicional del neógeno y la historia tectónica reciente de levantamiento del bloque de Cameros-Demanda originarían un basculamiento hacia el S que no se verifica en la cartografía, por lo que son necesarias otras interpretaciones.

OLLIER (1976) expone este tipo de asimetrías de forma, procesos e incluso catenas de suelos vinculadas a diferencias microclimáticas (Fig. 9.16), como algo relativamente frecuente en la Europa actualmente templada pero sometida a episodios de periglaciario durante el Cuaternario; y de modo análogo continúa siendo una dinámica activa por ejemplo en áreas del norte de Canadá. Según estos criterios, durante las épocas frías cuaternarias habría habido un predominio de procesos de solifluxión en las laderas de orientación al NE, por tratarse de las áreas de sotavento donde se produce una mayor y más persistente acumulación de nieve, además de soportar una cobertura vegetal más densa. Ello llevaría a unas pendientes más suaves y en muchos casos a la formación de glacis. Por el contrario, las vertientes al SO (de barlovento y solana), con cobertura vegetal y nival menor, resultarían mucho más afectadas por procesos de erosión hídrica por arroyada de los que resultaría un retroceso paralelo, quizá limitado por el ángulo de reposo del propio regolito. Nótese que por el contrario para climas más extremos la asimetría descrita suele ser la inversa: las laderas de umbría presentan mayor pendiente (CARSON y KIRKBY, 1972; OLLIER, 1976; KENNEDY, 1976).

Explicaciones similares al mismo fenómeno se han propuesto anteriormente en la cuenca del Duero por PLANS (1970) en la Tierra de Campos palentina; o por MUÑOZ y TANARRRO (2002) en la cuenca del río Duratón.

En la Fig. 9.17 se pueden observar diversos ejemplos de las configuraciones asimétricas descritas. Éstos varían desde los casos más simples en áreas de cabecera (Fig. 9.17a) a los perfiles con conservación de glacis (Fig. 9.17b y c) o incluso escalonamiento de diferentes generaciones de éstos, como ocurre en la vertiente derecha del valle del Bayubas (Fig.

9.17d). Se trata en todos los casos de perfiles cóncavos muy suaves, con una convexidad superior muy poco marcada.

En las vertientes opuestas los diferentes tramos están mucho mejor definidos, con una convexidad superior nítida, en general a partir de una capa resistente cimera (escarpe estructural); un tramo rectilíneo de cierta longitud, controlado por la arroyada, y una concavidad basal mucho más brusca que en el caso anterior.

9.5.2. Vertientes de los valles principales.

Éstas aparecen mucho más controladas por los procesos fluviales de encajamiento progresivo del canal, de modo que la asimetría morfológica es aquí mucho más leve o casi inexistente. Sus paredes muestran unos perfiles polisecuenciales, como consecuencia de la alternancia de capas de diferente resistencia litológica (niveles de gravas neógenas y terrazas; Fig. 9.18a), con una envolvente que tiende por lo general a la convexidad debido al progresivo estrechamiento del fondo del valle.

Se pueden distinguir aún así valles con perfiles algo diferentes:

En el del **Mazo** (Mapa 5), por su encajamiento más neto y la mayor actividad erosiva lateral del cauce, dominan los tramos rectilíneos de talud con un *knick* basal muy neto en el que los depósitos coluviales apenas imprimen una cierta concavidad (Fig. 9.18b). Si bien en su tramo más alto (en Lubia) el valle es más abierto y desarrolla algunos sistemas de glacis y glacis-terrazza compuestos por gravas silíceas de características similares a las terrazas aunque de menor madurez textural por la influencia de procesos de arroyada.

El del **Izana** (Mapa 4) es por el contrario un valle bastante más abierto, dominado por una amplia concavidad basal que ocupa más de la mitad de la altura total del perfil, concavidad algo mayor en la margen izquierda que marca una cierta asimetría del valle (Fig. 9.18c).

El del **Duero** se caracteriza por su discurrir en forma de garganta en el área de Viana de Duero (Mapa 5). Resultan así unos perfiles de relativa alta pendiente (Fig. 9.18d) y una buena adecuación a una curva matemática; aunque también son comunes los perfiles polisecuenciales por la sucesión de niveles de terrazas y glacis-terrazza cuaternarios, separados por escarpes en los que pueden llegar a dominar los tramos convexos (Fig. 9.18e).

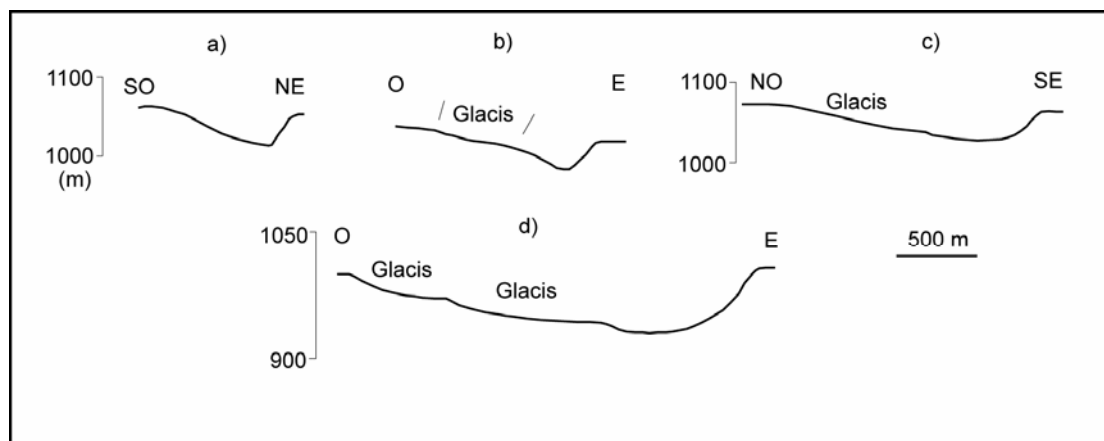


Fig. 9.17. Perfiles de ladera en valles asimétricos de las campiñas altas.

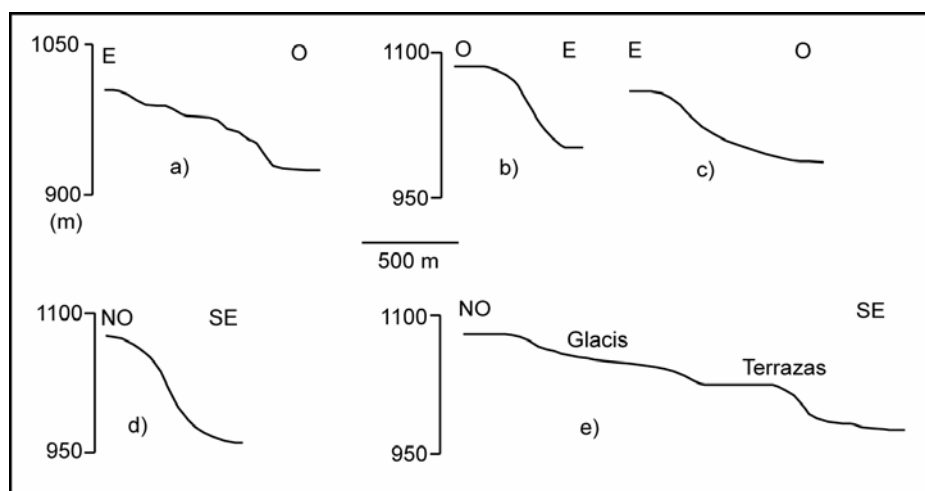


Fig. 9.18. Perfiles de ladera en valles principales de las campiñas altas. a) Tierra del Burgo (río Ucero). b) Río Mazo. c) Río Izana. d) y e) Río Duero.

9.6. MIOCENO CALIZO SUBHORIZONTAL

En este paisaje homogéneo marcado de manera esencial por la superficie poligénica M_2 a modo de altiplanicie, las laderas sirven de enlace desde dicho nivel hacia los fondos de valle actuales y las áreas de campiña. Dos son los tipos esenciales:

- Laderas simples de cantil-talud en cañones.
- Laderas polisecuenciales, que enlazan con la campiña baja del Duero, condicionadas por los relieves escalonados en las capas duras neógenas.

9.6.1. Laderas de cantil-talud.

Dentro de este tipo de laderas se pueden distinguir diversos subtipos resultado del sustrato, de los procesos modeladores dominantes y sus eventuales depósitos asociados. La práctica totalidad de estos subtipos aparece recogida a

lo largo del valle del río Bordecorex, por lo que de ahí serán extraídos los ejemplos estudiados.

Vertientes asimétricas del sector de Jodra de Cardos.

Revisando el borde SE del Mapa 7 se observa una cierta asimetría de los valles del río Bordecorex y diversos afluentes del entorno entre las vertientes de umbría, de orientación al N o NE, y las de solana, hacia el S y SO. Dicha asimetría consiste en primer lugar (Fig. 9.19a) en unas pendientes sensiblemente más tendidas en las orientadas al N y NE (en torno al 8-11%) respecto a las opuestas (un 10-25% como valores muy usuales).

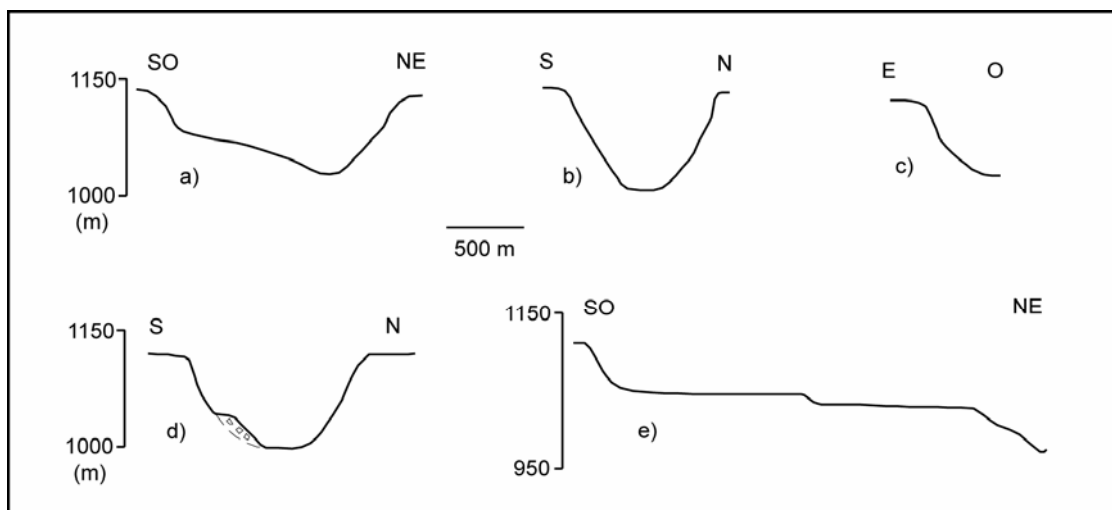


Fig. 9.19. Perfiles de ladera en áreas de mioceno calizo subhorizontal. a) Asimetría de valles en Jodra de Cardos. b) Cañón del Bordecorex. c) Laderas simples de cantil-talud. d) Deslizamiento. e) Perfil polisequencial en conglomerados calcáreos.

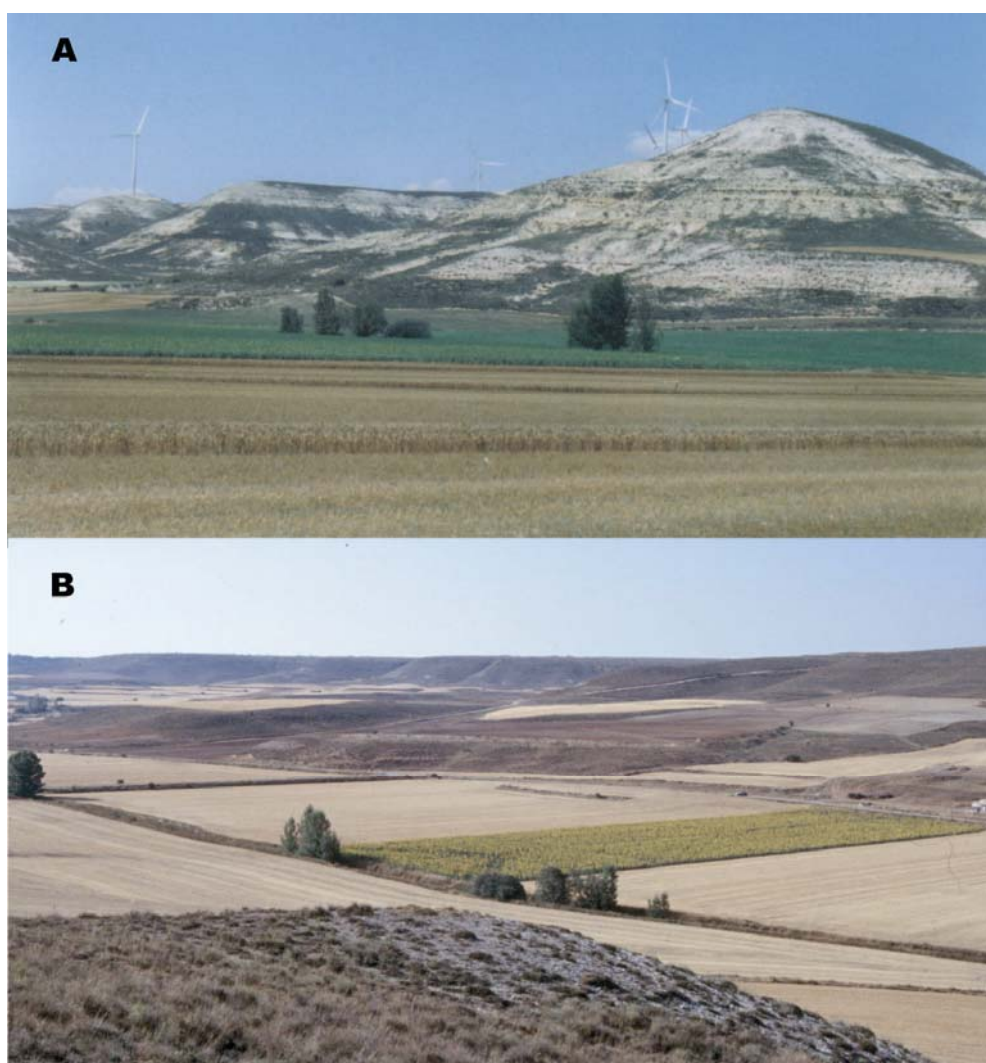


Fig. 9.20. Asimetría de laderas en el área de Jodra de Cardos: a) Las de orientación sur, de mayor pendiente y dominadas por la erosión hídrica. Las de orientación norte, más tendidas y que desarrollan sistemas de glacis.

Por otro lado, las facies dominantes arcillosas que componen el sustrato geológico de las *cuestas* bajo el cantil calizo favorecen el desarrollo de unas formas determinadas que muestran también diferencias en laderas opuestas (Fig. 9.20): Las de orientación meridional, de mayor pendiente, en las que dominan las formas de erosión hídrica y fluvial intensa como cárcavas y torrenteras. Y las de orientación hacia el N, más tendidas y que en los valles más amplios como el del Bordecorex desarrollan un sistema de glacis entre Jodra de Cardos y Villasayas, en los que se puede distinguir al menos un par de generaciones e incluso algún ejemplo de facetas triangulares de ladera (*talus flatirons*), como las estudiadas por GUTIÉRREZ ELORZA y SESÉ (1999, 2001). Estas últimas son consecuencia según estos autores de diversas fases del Pleistoceno superior-Holoceno en las que predominaran alternativamente la incisión vertical de las líneas de drenaje (reexistencia en períodos fríos, con escasa vegetación) y la estabilidad y el aplanamiento lateral (biostasia en períodos cálidos, con laderas bien vegetadas), lo contrario a lo propuesto por GUTIÉRREZ ELORZA y PEÑA (1998) para la segunda mitad del Holoceno. Presentan una fina capa superficial con cantos poligénicos, arenas y limos.

La asimetría de estas laderas se puede interpretar como consecuencia del desplazamiento progresivo de los canales fluviales hacia el N, asociado a la estructura geológica de estratos subhorizontales aunque con cierta inclinación regional al N y en última instancia a la actividad del frente montañoso meridional en torno al cabalgamiento de Romanillos de Medinaceli.

Esta erosión más enérgica de las vertientes de orientación S hace que las acumulaciones de pie de vertiente (coluviones y conos de deyección coalescentes) presenten en muchas ocasiones mayor desarrollo y espesores en éstas que en las laderas opuestas. Los coluviones, de características comunes a los del conjunto del área de calizas miocenas, se componen de gravas calizas planas y angulosas de 2-7 cm de diámetro medio envueltas en

una matriz limo-arcillosa de tonos beige. Se trata de depósitos bastante degradados, en constante removilización, como denotan sus suelos que se limitan apenas a un horizonte A de color muy claro. Por su parte, en las partes más altas, dominadas por la erosión, apenas hay más que fragmentos sueltos desprendidos de los cantiles que cubren parcialmente la superficie.

Las vertientes de orientación N, por el contrario, aparte de los coluviones y conos de pie de ladera, suelen estar cubiertas de modo bastante continuo por un manto de derrubios muy heterométricos donde se mezclan cantos calizos del cantil con limos y arcillas; si bien muestran igualmente signos de degradación (erosión hídrica), probablemente reciente.

Cañones y áreas de mayor encajamiento.

Los sectores donde las paredes de los valles adquieren mayor pendiente, como es el caso del cañón del río Bordecorex o la desembocadura del arroyo de la Hocecilla (sector central del Mapa 7), suelen estar determinados por un mayor espesor de las unidades calizas frente a las detríticas.

Aquí no aparecen claras asimetrías de forma o procesos en laderas opuestas, sino que se caracterizan por un recubrimiento bastante continuo de gelifractos, de modo que en gran parte de los casos ha quedado difuminada la ruptura de pendiente entre el cantil y el talud y resultan laderas más propiamente convexas-cóncavas típicas, con un desarrollo especialmente amplio del tramo rectilíneo (Fig. 9.19b) y pendientes que rondan el 25%. Los depósitos corresponden a cantos de unos 5 cm de diámetro medio (3-10 cm), angulosos, sin apenas matriz salvo en algún nivel afectado por procesos de edafización.

FRÄNZLE (1978) reconoce precisamente en esta zona la cota mínima de los mantos de **derrubios periglaciares** en la región (1.000-1.100 m) como límite de los procesos de crioclastia en el Pleistoceno final. LENDÍNEZ y MUÑOZ (1991) mencionan a cotas similares y

sobre las superficies poligénicas pavimentos de gelifracción con cantos angulosos, en ocasiones con ordenación de tamaños, y a los que consideran relictos en gran medida. OLMO y PORTERO (1982) califican estas vertientes de las cuestas del Duero como laderas regularizadas, de condiciones periglaciares o al menos húmedas. GONZÁLEZ MARTÍN y ASENSIO (1986) los asocian en los páramos de la Alcarria madrileña al Cuaternario reciente, como formas típicas de periglaciario mediterráneo por ciclos de helada-deshielo probablemente diarios a partir de estratos calizos moderadamente diaclasados. VAUDOUR (1979), también en Madrid, reconoce que las calizas de los Páramos apenas se fragmentan en las condiciones actuales.

En el caso que nos ocupa, una cubierta vegetal moderadamente continua y poco alterada ha contribuido a su preservación. En áreas más deforestadas se observa una mayor degradación, con erosión incipiente en el talud en forma de regueros y clara diferenciación del cantil (Figs. 9.21 y 9.19c), también indicador de la ausencia actual de crioclastia intensiva.

En sectores aguas abajo donde los valles se abren algo más, como en torno al pueblo de Bordecorex, donde se presenta de nuevo una **asimetría** de las laderas (Fig. 9.22): en la izquierda, de umbría, se conservan medianamente pedreras de origen periglaciario; mientras que la solana se encuentra más degradada por efecto de la arroyada, que hace aflorar el sustrato en especial en las partes más altas, circunstancia ya citada en puntos de la Ibérica y el Ebro por GUTIÉRREZ ELORZA y PEÑA (1998). En este último caso los recubrimientos del talud se limitan a una fina acumulación de cantos calizos planos (procedentes del cantil), de 2-5 cm de tamaño medio de eje mayor, mezclados con limos y arcillas del sustrato (facies detríticas miocenas), lo que indica un talud en equilibrio, controlado por la tasa de transporte y donde las tasas de aporte de gelifractos son similares a las de degradación. Los procesos de arroyada han sido con toda probabilidad dominantes en otras etapas, como indican los niveles de glacis desarrollados a su pie (hoy día incididos). Se trata de glacis esencialmente erosivos, cubiertos en superficie por una fina capa de cantos calcáreos angulosos en contraste con el sustrato areno-arcilloso.



Fig. 9.21. Laderas de cantil-talud en mioceno calizo subhorizontal, en las que los taludes aparecen completamente cubiertos por derrubios periglaciares, los cuales muestran en la parte izquierda (ladera de solana) signos de reguerizaciones incipientes.

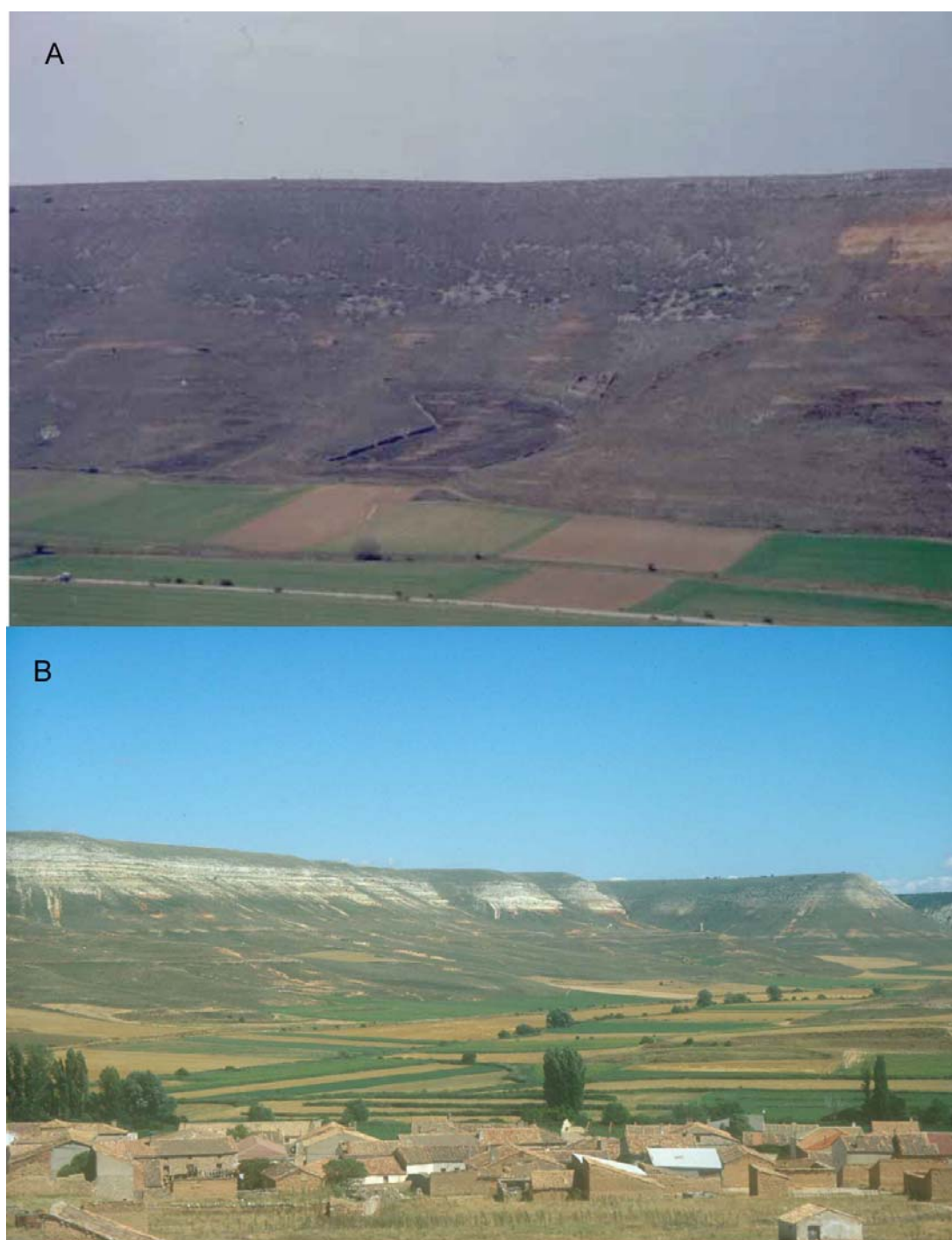


Fig. 9.22. Asimetría de procesos y formas en las laderas del valle del Bordecorex. a) Ladera de orientación N, con acumulación de gelifractos. b) Ladera opuesta, con desarrollo de glacis y erosión en las partes altas (arroyada en condiciones semiáridas).

En este caso, y a falta de indicadores tectónicos o estructurales que justifiquen esta dinámica contrastada en una y otra vertiente, se podría asociar a las diferencias microclimáticas entre las laderas de umbría, más húmedas y vegetadas, donde la crioclastia ha jugado un papel fundamental; y las de solana, donde una mayor insolación y menor cubierta vegetal favorecen los procesos de movilización de materiales (arroyada, *creep*, soliflucción, etc.) y

la alternancia de etapas de incisión y de regularización (desarrollo de glacis).

Procesos de deslizamiento.

Un último aspecto subrayable en estas laderas es el de la importancia en su modelado de los fenómenos de deslizamiento. Es un hecho general de las cuestas de los páramos terciarios.

rios, ya citado en primer lugar por HERNÁNDEZ-PACHECO y CESTEROS (1952) en los sectores centrales del Duero, quienes los señalan como fenómenos esenciales en la evolución geomorfológica y la degradación respecto a los niveles de base de los fondos de la red fluvial actual. Los interpretan además como fenómenos típicos de las zonas frías, muy atenuados en la actualidad.

En trabajos más recientes, aparecen cartografiados en sectores centrales del Duero por OLMO y PORTERO (1982) o NESTARES y WOUTERS (1997), para quienes tampoco son funcionales hoy día, al implicar una gran inestabilidad en las laderas asociada a épocas más húmedas que la actual. En la Alcarria, GONZÁLEZ MARTÍN y ASENSIO (1986) los asocian a una etapa holocena relativamente húmeda.

A lo largo del cañón del Bordecorex, en especial a la altura de Fuenteguelmes (sector central del Mapa 7), diversas formas en las laderas de mayor pendiente pueden corresponder a cabeceras (cicatrices) de antiguos deslizamientos, de lo que se deduce su importancia como

factor de configuración de las vertientes. En algunos puntos se han conservado los depósitos de brecha de deslizamiento, compuestos por bloques caóticos de dimensiones incluso métricas, envueltos en arenas y arcillas (Fig. 9.23), acumulaciones que interrumpen los perfiles rectilíneos típicos de cantil-talud (Fig. 9.19d).

Estos deslizamientos corresponden al tipo rotacional, condicionados por una fracturación o diaclasado subvertical de la roca resistente superior (la caliza del páramo), la cual se disloca en bloques que se deslizan junto con los materiales más plásticos de la formación infra-yacente (CAMPY y MACAIRE, 1989), en este caso las facies más detrítico-margosas mioceñas. Además de la previa fracturación del sustrato, se suele referir como posible factor condicionante de este tipo de deslizamientos el descalce de la ladera por parte de la red fluvial, si bien éste no parece ser el caso ya que no se localizan necesariamente en las laderas cóncavas de meandros, donde cabría esperar dicho efecto.



Fig. 9.23. Depósito de deslizamiento en el cañón del río Bordecorex a la altura de Fuenteguelmes, con sus límites marcados por un trazo blanco.

9.6.2. Laderas polisecuenciales.

Como ya se ha comentado, éstas aparecen conectando los páramos miocenos con las campiñas. El relieve estructural de capas horizontales escalonadas (ver Apdo. 5.4.2) determina este tipo de laderas, caracterizadas por la sucesión de relieves planos sin más formaciones específicas que *terras rossas* irregulares y canturrales; y pendientes no excesivamente fuertes que los conectan, a modo de secuencias escalonadas de cantil-talud. En los *knicks* se acumulan escasos depósitos de naturaleza co-

luvial, muchas veces no representados en la cartografía por su escasa continuidad.

En ningún caso se parecen distinguir formas acumulativas periglaciares extensas como las descritas en los valles del Bordecorex y Escalote, seguramente debido a la mayor irregularidad del relieve, con rupturas repetidas de pendiente que impiden el desarrollo extensivo de derrubios, y también a una mayor degradación: se trata de áreas cultivadas en muchas ocasiones hasta fechas recientes, de modo que han sufrido procesos erosivos intensos (Fig. 9.19e).

9.7. CAMPIÑAS BAJAS ARENOSAS

Se recogen aquí las áreas terciarias que ocupan los sectores centrales de la cuenca siguiendo el eje marcado por el Duero (Campo de Gómara, Campiña de Quintana Redonda, Campiña de Velamazán-Gormaz), así como la depresión intramontañosa de Numancia. La litología dominante de sedimentos detríticos finos poco consolidados (arenas-arcillas) y el relieve alomado muy suave condicionan la práctica inexistencia de fenómenos puramente gravitatorios y la preponderancia casi absoluta de los procesos de arroyada y la erosión hídrica a pesar de las bajas pendientes.

A todos estos condicionantes lito-estructurales y morfoevolutivos, así como a los procesos dominantes, cabe achacar el paisaje actual de fondos de valle e interfluvios amplios, con unas vertientes de perfil predominantemente cóncavo en las que no suelen faltar las acumulaciones coluviales basales, sin *knick* brusco, y una convexidad superior muy reducida. No es tampoco frecuente un tramo intermedio de talud rectilíneo.

La arroyada se ha visto además acentuada en época reciente por la falta de cubierta vegetal asociada a los usos humanos, en especial en el Campo de Gómara (la "estepa cerealista soriana") y la campiña de Velamazán y Gormaz. La campiña de Quintana Redonda, por el contrario, fue objeto de extensas repoblaciones forestales en el siglo XX, lo que sin duda ha

amortiguado esta dinámica. Por su parte, el área aquí recogida de la depresión de Numancia presenta un relieve muy llano y de difícil drenaje, en el que también es difícil el desarrollo de estos procesos.

Por otro lado, a pesar de la homogeneidad dominante en el paisaje, es posible localizar en relieves mayores asociados a contrastes de resistencia litológica, como son las cuestas estructurales y las *vales* de Gómara, los numerosos asomos cretácicos de Gormaz o incluso las terrazas medias cuaternarias, una cierta variedad en los perfiles de ladera. Se comentan a continuación algunos de ellos.

9.7.1. En relieves residuales.

Se enunciarán en primer lugar los ligados a **cuestas monoclinales** de áreas de terciario plegado. La de Valdespina (Mapa 5) constituye un buen ejemplo, con su típica asimetría de pendientes. El perfil trazado (Fig. 9.24a) muestra además una cierta complejidad asociada al progresivo encajamiento de su nivel de base (el Duero) en forma de dos secuencias convexo-cóncavas: la inferior relacionada con la terraza y el nivel actual de *thalweg* (holoceno), y la superior marcada por un glacis relacionado aproximadamente con la terraza de +15 m, esto es, en torno al Pleistoceno superior basal.

En el área de Quintana Redonda (Mapa 4), los frentes de cuesta presentan con extremada frecuencia acarcavamientos y áreas con intensa erosión hídrica, lo que ocurre también en el núcleo del anticlinal de Tardelcuende; si bien en este caso el escarpe está determinado además por el desplazamiento lateral del río Izana.

También en el Campo de Gómara son numerosas las laderas asociadas a relieves residuales de tipo *val*. Los perfiles oscilan entre los convexo-cóncavos simples, como el caso del cerro de San Blas en Rabanera del Campo (Fig. 9.24b), hasta los polisequenciales del área de Gómara o Ledesma, merced a la sucesión estratigráfica de materiales de diferente resistencia, la existencia de replanos intermedios, chevrons y otras formas (Fig. 9.24c).

También es de destacar la existencia de extensas acumulaciones basales en forma de coluvión en el área del **Cubo de la Solana**, muy

plana y de carácter semiendorreico; mientras que faltan o no son cartografiables en el área de Gómara, de relieve y densidad de drenaje considerablemente mayores.

Entre los relieves asociados a **capas horizontales** se tienen por un lado los perfiles polisequenciales propios de las terrazas bajas solapadas y continuas, como en el área de confluencia Duero-Rituerto (Mapa 5, Fig. 9.24d), con amplios replanos escalonados separados entre sí por escarpes métricos convexo-cóncavos y coluvionados.

Por el contrario, en niveles colgados de terrazas más altas o terciarios conglomeráticos, se presentan unos perfiles de mayores pendientes (aun con desniveles no superiores a 50 m), sencillos, apenas alterados en ocasiones por la intercalación de algún nivel resistente o el escalonamiento de algún otro resto de terraza.

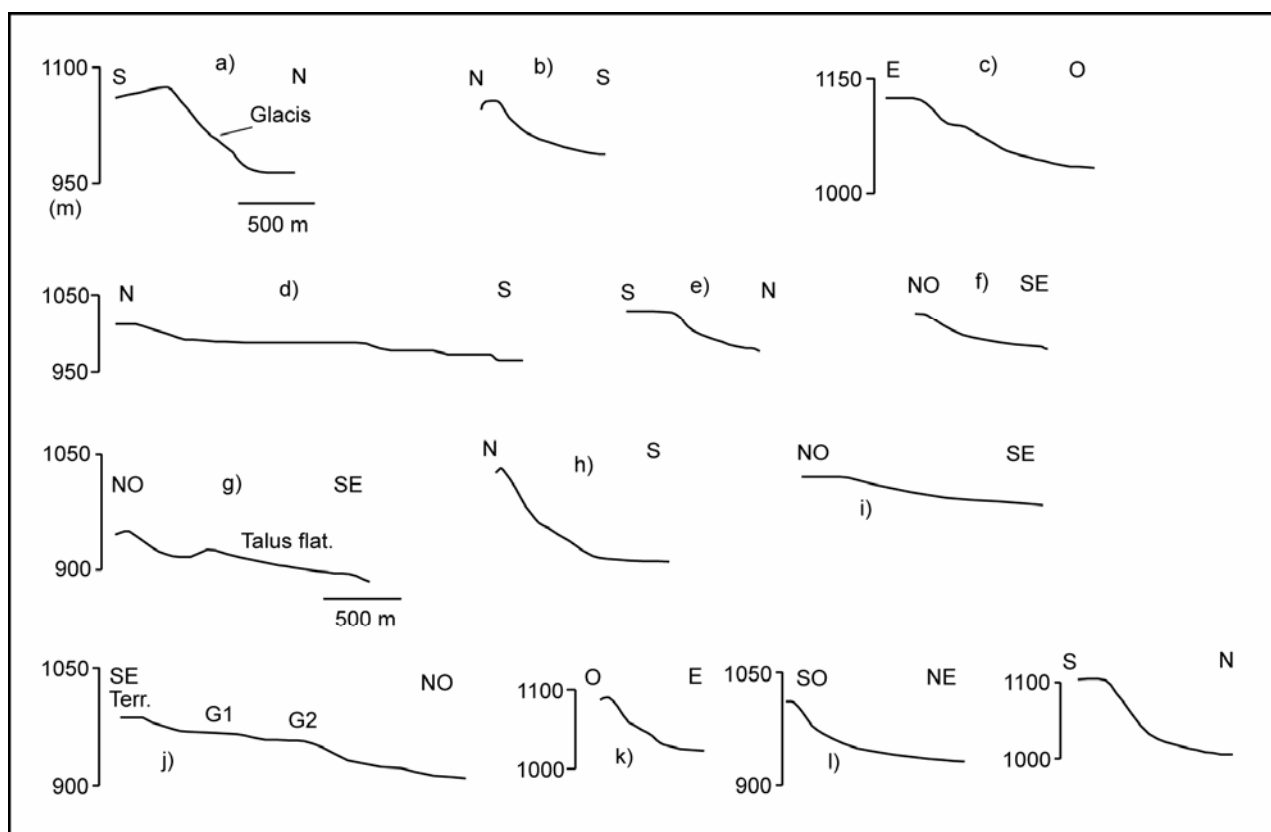


Fig. 9.24. Perfiles de ladera en las campiñas arenosas centrales. a)-c) En relieves residuales. d) y e) En terrazas. f) y g) Glacis. h) En mont cretácico. i) Relieves muy degradados en Viana de Duero. j) Polisequencial en Fuentepinilla (terrazas y glacis). k)-m) Escarpes con áreas adyacentes.

Respecto a este último caso, en especial en el Campo de Gómara, una **erosión hídrica** muy intensa forma con gran frecuencia reguerizaciones y *gullies* (Fig. 9.25), que en casos extremos llevan a acarcavamientos extensos como los de Ribarroya asociados también a la erosión lateral en la base por parte del cauce del Duero. Los perfiles típicos muestran un desarrollo considerable de la concavidad basal (Fig. 9.24e), de carácter no deposicional sino erosivo, que llega a ocupar la práctica totalidad del perfil.

En las campiñas miocenas no son numerosos los **glacis de ladera** conservados, formados por una delgada capa de cantos desordenados, arenas y arcillas. Éstos presentan perfiles sencillos, como en Fuentelcarro (Mapa 5, Fig. 9.24f), con algún caso de incisión fluvial en cabecera que genera facetas triangulares (*talus flatirons*), como en el arroyo Madre en Pedraja de San Esteban (Mapa 3; Fig. 9.24g). En este último caso enlazan en su parte distal con una terraza que por su posición relativa se puede asociar al nivel TDA₁₁, de un probable Pleistoceno medio.

Los **monts en anticlinales cretácicos**, estudiados en conjunto con los de la Tierra del Burgo, muestran unas características análogas en todos los casos como se ve en el ejemplo de perfil trazado en Andaluz (Fig. 9.24h). Se trata de perfiles convexo-cóncavos con: un largo tramo convexo superior sobre los materiales cretácicos, de condicionante estructural anticlinal; una ruptura más o menos clara de pendiente en el contacto con el terciario, que adquiere características rectilíneas o ligeramente cóncavas; concavidad basal muy clara en el caso de que exista un coluvión. El perfil mostrado presenta además la complejidad añadida de un zapamiento en la base por encajamiento fluvial y desarrollo de una terraza baja del Duero.

GARCÍA MERINO (1968, p. 38) cita además la actuación del hielo sobre estos macizos rocosos, que ha dado lugar a campos de piedras planas. La Pedriza de Bayubas de Abajo resulta un buen ejemplo de uno de estos macizos, cubierta casi por completo de derrubios periglaciares.



Fig. 9.25. Ladera representativa de las campiñas arenosas del área central de la cuenca, con procesos de erosión hídrica intensa y formación de típicas reguerizaciones y gullies.

9.7.2. Áreas planas centrales.

Salvo sus menores pendientes, las laderas agrupadas aquí no presentan características geométricas muy diferentes a las descritas en el apartado anterior; lo que no impide por completo los procesos de tipo erosivo (esco-rrentía laminar y en regueros) con sus correspondientes acumulaciones coluviales basales.

Y aunque la planitud es una característica común a toda esta zona, dentro de ella se pueden distinguir unas áreas mucho más llanas en el corredor central de los valles principales, vinculadas a terrazas amplias y conos de desembocadura. O incluso a una simple degradación extrema del paisaje por la evolución fluvial, como es el caso del área de Viana de Duero (Mapa 5, Fig. 9.24i), un valle abandonado del Duero, la depresión de Numancia (Mapa 2) o la vega del río Fuentepinilla (Mapa 4). Las paredes de este último valle presentan además frecuentes escalonamientos en sus perfiles, bien por niveles estructurales de resistencia o bien por glaciares, igualmente condicionados en ocasiones por intercalaciones resistentes en el sustrato mioceno; de ahí unos perfiles polisecuenciales, en general a partir de una terraza alta del Duero en posición cimera (Fig. 9.24j).

9.7.3. Escarpes de borde.

Estas campiñas bajas presentan con frecuencia en los límites con las áreas circundantes más elevadas unos escarpes muy netos con unas características singulares:

El **borde occidental del Campo de Gómarra** (Mapa 5) está marcado por un escarpe erosivo neto con el área de terrazas altas de los pinares de Almazán, con una diferencia de cotas de 40-60 m. Por otro lado, el mismo sustrato arenoso poco cohesivo y la relativa alta pendiente del escarpe (en torno al 16%), condicionan unas laderas muy afectadas por la erosión hídrica.

A partir de cárcavas y torrenteras se produce una erosión remontante de la ladera desde su

base, lo que da lugar con frecuencia a unos perfiles polisecuenciales que muestran un sub-tramo superior típico convexo-cóncavo truncado en su base por un ciclo más reciente de encajamiento (Fig. 9.24k). Esta erosión intensa motiva la acumulación extensiva de depósitos coluviales y de conos en las áreas basales más llanas. Sin embargo, es de prever que las repoblaciones de pinar y la progresiva colonización por parte de la vegetación arbustiva natural hayan ralentizado esta dinámica erosiva y lo continúen haciendo en adelante.

Son más escasos los puntos donde se tracen perfiles medianamente regulares. Uno de ellos puede ser en Rabanera del Campo, donde se conservan incluso unos glaciares basales que por el grado de encajamiento de la red fluvial (2-4 m) se pueden atribuir tentativamente al Pleistoceno final u Holoceno inicial.

Mejor conservado parece encontrarse el escarpe equivalente de las terrazas altas de Almazán con la **campiña de Quintana Redonda** (Mapa 4), área de sustrato muy similar al anterior pero en la que una vegetación de bosque mucho mejor conservado y antiguo ha permitido la existencia de perfiles mucho más suaves y de glaciares y depósitos de vertiente con gravas silíceas que tapizan de manera extensiva el sustrato arenoso paleógeno.

En el **borde meridional de la campiña de Velamazán** con las unidades de páramo, estratigráfica y topográficamente más elevadas, los niveles superiores de calizas o conglomerados miocenos más resistentes hacen que se presenten aquí los únicos ejemplos de laderas de tipo cantil-talud (junto con las paredes de alguna *chuse* en anticlinales cretácicos). En el caso de las unidades calizas presentan un tramo de talud rectilíneo, muy corto en general (Fig. 9.24l); aunque también aquí la geometría dominante viene dada por la concavidad basal en sustrato detrítico poco consolidado. En el caso de las desarrolladas a partir de unidades conglomeráticas (Fig. 9.24m), se suele presentar un cantil de cierta longitud y un brusco cambio de pendiente con la concavidad en detríticos areno-arcillosos basales.

Tabla 9.1. Laderas de la región estudiada: tipos principales, procesos que las afectan y formas-depósitos característicos.

ÁREAS	ELEMENTOS	TIPOS	PROCESOS	FORMAS
SIERRAS	Escarpes septentrionales	Cantil-talud	Parte alta: gelifracción, solifluxión Parte baja: arroyada	P. alta: pedreras, tors P. baja: glacia, coluviones
	Vertiente meridional Sª Cabrejas	Convexo-cóncavas polisecuenciales	Antiguos: pedimentación semiárida Actuales: gelifracción, arroyada	Ant: vertientes de Richter Act: Pedreras
	Vertiente meridional Sª de Pela	Convexo-cóncavas	Gelifracción, solifluxión, <i>creep</i> , arroyada	Tors Glacia-talus <i>flatirons</i>
DEPRESIONES INTRAMON- TAÑOSAS	Cuestas homoclinales	Convexo-cóncavas	Arroyada, <i>creep</i>	Coluviones, cárcavas
	Interfluvios en sustrato arenoso	Convexo-cóncavas	Arroyada (erosión hídrica acelerada)	Glacia (Pleistoceno) Acarcavamientos (actual)
RAMPAS DE MONTAÑA	Cañones	Convexas	Caída de bloques	Cantiles, pedreras, <i>knick</i> basal
	Valles amplios	Cantil-talud	Gelifracción, solifluxión, <i>creep</i> , arroyada, deslizamientos	Cantiles, pedreras, <i>grèzes litées</i>
CAMPIÑAS ALTAS	Vertientes de los valles	Convexo-cóncavas	Arroyada (erosión hídrica acelerada), <i>creep</i>	Coluvial extensivo, glacia y acarcavamientos, vertientes asimétricas
MIOCENO CALIZO	Cuestas de Páramo	Cantil-talud	Arroyada, <i>creep</i> (actual) Gelifracción, deslizamientos (antiguos)	Cantiles, coluviones, glacia, pedreras, acarcavamientos
CAMPIÑAS BAJAS ARENOSAS	Terrenos alomados	Convexo-cóncavas	Arroyada (erosión hídrica acelerada)	Reguerizaciones, glacia, coluviones, cantiles, acarcavamientos

9.8. LADERAS. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Una vez examinadas las tipologías de laderas asociadas a las distintas unidades morfoestructurales, es posible ofrecer una serie de conclusiones acerca de los procesos, depósitos y formas más característicos de cada una de ellas (Tabla 9.1). Entre los más importantes se citarán los siguientes:

Los perfiles de tipo **convexo-cóncavo**, los más habituales, se dan primordialmente en sustrato detrítico suelto de cualquier edad, en especial terciarios de cuencas pero también en el Jurásico-Cretácico de facies Weald, la formación de Utrillas e incluso el Triásico.

El proceso fundamental que opera en estas áreas es la arroyada superficial, con su consecuente erosión hídrica (hoy en gran medida acelerada por la acción humana) y da lugar a formas como reguerizaciones, *gullies* y, en los casos más extremos, acarcavamientos. De hecho, es en estas zonas donde se localizan los valores más altos de erosión, como se verá en

el capítulo 11. A esta dinámica de arroyada superficial se asocian también frecuentes glacia de edad pleistocena, así como las formas de la vertiente S de la sierra de Cabrejas, interpretadas como fruto de ciclos terciarios de pedimentación semiárida.

En áreas más vegetadas es posible que los procesos dominantes sean los de tipo *creep*, mientras que en las cotas más altas (sierras de Pela y Cabrejas) se detectan además procesos asociados a la helada-deshielo, como la solifluxión.

Las laderas de **cantil-talud** definen su geometría más por la estructura litológica (capas competentes cimeras calizas o conglomeráticas sobre unidades más erosionables arenarcillosas o margosas) que por los procesos que las afectan, los cuales están muy condicionados por el clima (cota en que se sitúan las laderas).

De este modo, en las zonas de sierra estas vertientes aparecen muy controladas por los procesos de frío, fundamentalmente la gelifracción, y en lugares más favorables con materiales sueltos y ricos en finos, la solifluxión; las acumulaciones asociadas corresponden a pedreras s.l. (*grèzes litées, groizes*, etc.).

En áreas más bajas como son las parameras y las llanuras terciarias, esta gelifracción aparece mucho más atenuada y sus depósitos se pueden considerar en gran medida relictos de épocas de máximos glaciales.

Otros procesos que intervienen aunque quizá con menor importancia son los de arroyada, el *creep* y los grandes deslizamientos, entre los que dominan los de tipo rotacional.

Los perfiles **convexos**, muy localizados, se vinculan en general a las áreas de mayor encajamiento fluvial, como son los cañones. Están dominados fundamentalmente por procesos gravitatorios como la caída de bloques, mientras que las formas más típicas serían los cantiles de erosión y las correspondientes pedreras de acumulación.

En cuanto a su **edad**, ésta es cuaternaria en todos los casos salvo en las laderas instaladas en los relieves poligénicos y policíclicos en especial del borde montañoso septentrional, los cuales conservan geometrías esencialmente terciarias (Oligoceno-Mioceno, principalmente), así como los escarpes muy poco marcados existentes entre superficies terciarias de la montaña meridional.

Centrados en el Cuaternario y en especial con el tramo final Pleistoceno superior-Holoceno, su evolución parece estar ligada especialmente a las variaciones climáticas, como se expone en trabajos realizados en facetas triangulares de ladera, las cuales resultan unos marcadores climáticos bastante sensibles al poder originarse en estos medios semiáridos incluso vinculadas a oscilaciones climáticas menores (GUTIÉRREZ ELORZA *et al.*, 1998, 2006; GUTIÉRREZ ELORZA y SESÉ, 1999, 2001).

Dentro de esta dinámica del Cuaternario reciente, GUTIÉRREZ ELORZA y SESÉ (1999, 2001) asocian las mayores tasas de erosión a

los períodos fríos, al aumentar los procesos de meteorización física (periglacialismo, s.l.) y química (disolución de carbonatos). Una dinámica similar se ha descrito recientemente en lagunas glaciares de Urbión por VEGAS (2007), a partir de cuyos sedimentos se ha deducido:

- Unas etapas con mayores tasas de sedimentación detrítica en los períodos del *Older* y *Younger Dryas* y el Holoceno superior (6 ka-actualidad), vinculadas a una menor cubierta vegetal en las laderas que permite la erosión de los suelos y el periglacialismo (períodos rexistáticos).
- Etapas con menor tasa de sedimentación detrítica y mayor porcentaje de sedimentación orgánica, correspondientes a los períodos húmedos y relativamente cálidos del *Bølling*, *Allerød* y Holoceno inferior y medio, con mayor cubierta boscosa y edafogénesis (períodos biostáticos).
- La influencia antrópica de importancia parece restringirse al menos en estas áreas de montaña a los últimos 800 años, aunque es de esperar que en las áreas de cuenca ésta se venga produciendo desde tiempos bastante más antiguos.

Las velocidades de erosión (retroceso de vertientes), desde los 30 ka hasta la actualidad, presentan unos valores medios en terciarios de cuenca de en torno a 1 mm/año (GUTIÉRREZ ELORZA *et al.*, 1998), si bien son extremadamente variables en distintas etapas, como se señala en GUTIÉRREZ ELORZA y SESÉ (1999, 2001), donde se citan entre 0,1 y 10,5 mm/año.

En el resto de la región las vertientes se vinculan plenamente a los relieves creados con el descenso del nivel geomorfológico de base por encajamiento de la red fluvial subactual. Dentro de este mismo ciclo, algunas (escasas) laderas de la montaña meridional, localizadas en los bordes de poljes, están también vinculadas a fenómenos de encajamiento kárstico y su origen primero puede remontarse incluso al Plioceno.

10. SÍNTESIS GEOMORFOLÓGICA

10.1. HISTORIA EVOLUTIVA

Tras el análisis de los diferentes subsistemas geomorfológicos que configuran el paisaje de la región y haber investigado la posible edad de cada acontecimiento, cabe establecer, a modo de ensayo interpretativo en el que se aúnen las conclusiones generales obtenidas, una breve historia morfoevolutiva general que comprenda la totalidad del ciclo alpino.

10.1.1. Permo-Triásico.

Dicha historia comenzaría tras el final del ciclo anterior al alpino, con las fases postorogénicas de arrasamiento de la cordillera Varisca. Fruto de ese arrasamiento sería la que se ha dado en llamar **Penillanura Pretriásica**, conservada probablemente sólo como la discordancia bajo las formaciones triásicas de facies Buntsandstein. Como elemento geomorfológico actual se encuentra presente exhumada y ligeramente inclinada de manera centrípeta hacia el centro de la cuenca, en general en pizarras y areniscas paleozoicas aunque llega también a afectar a formaciones adscritas al Pérmico. Se ha reconocido así en la vertiente N de la sierra de Alto Rey y el bloque de Riba de Santiuste en la Montaña Meridional; en la vertiente S del área de San Millán en la sierra de la Demanda; y en la vertiente occidental en algún bloque paleozoico del borde con la Ibérica aragonesa.

Sobre este nivel apenas resaltan ligeramente crestones residuales en la cuarcita armoricana, quizá los únicos relieves sobresalientes de la época. El tiempo de elaboración y exposición subaérea de la superficie fue lo suficientemente dilatado como para que se generase una potente alteración compleja (rubefacción, caolinización...) desarrollada en condiciones climáticas variables.

10.1.2. La evolución mesozoica.

Durante el Mesozoico, la totalidad de la región estuvo sometida de manera casi constante a una dinámica de *rifting* como parte del aulacógeno Ibérico, cuyo resultado fue una sedimentación muy continua también y predominantemente marina. De modo que no se formarían relieves erosivos ni estructurales de importancia, y todas las formas que se puedan adscribir a esta etapa o anteriores se pueden considerar de exhumación muy posterior, con la elevación alpina.

Esta dinámica de sedimentación-subsidencia comenzó en ambiente continental con las areniscas del **Buntsandstein**, depositadas en la topografía plana impuesta por la mencionada Penillanura Pretriásica. Ambiente que iría evolucionando hacia los de transición durante el **Triásico medio y superior**, con la deposición de las facies Muschelkalk y Keuper (sobre las que seguirían destacando emergidas las crestas cuarcíticas de Alto Rey-Cantalojas), y finalmente los marinos plenos del Jurásico Lías y Dogger (calizas y margas).

Durante el **Jurásico superior y Cretácico inferior** (Kimmeridgiense-Albiense inf.), se produce una interrupción brusca en esta dinámica por un comportamiento tectónico diferente: los movimientos "kimméricos" extensivos propician el abombamiento y emergencia regionales y un episodio de erosión o no sedimentación general, que sin embargo en ciertas áreas como la cuenca de Cameros, muy subsidente, se corresponde con una sedimentación continental bastante continua (ciclo Purbeck-Weald).

La erosión generalizada fuera de Cameros conlleva la formación de un arrasamiento regional observable en el bisel de pliegues de gran radio, y que en su forma exhumada se conoce como **Superficie Pre-Cenomanense**. Por el tiempo de elaboración, es posible que adquiriese carácter de penillanura. Esta superficie es visible en forma de retazos de escasa

extensión en el área de las rampas de Caracena-Alaló, y de modo mucho más extenso fuera del área estudiada en el borde SE de la cuenca de Almazán con la Ibérica castellana.

A partir del Albiense y durante el **Cretácico superior** se produce una nueva etapa de sumersión, en la que los mares alcanzan las mayores extensiones. Comenzó con los ambientes costeros de las areniscas de Utrillas, de sedimentación muy desigual en múltiples *graben*; de hecho, la actual cuenca de Almazán pareció comportarse más bien como un bloque elevado en el que tal sedimentación no existió o fue poco importante. A continuación se generalizaría un ambiente de plataforma marina carbonatada; no obstante, también se han descrito ciertas discontinuidades en la sedimentación, una de las cuales, la disconformidad del Campaniense entre las formaciones de Dolomías de Somolinos y Margas y Dolomías de Valle de Tabladillo, muy ligeramente erosiva (probable plataforma de marea o mixta) ha dado lugar por exhumación a la **Superficie de la Mesa de Campisábalos**.

Finalmente, durante el Campaniense-Maastrichtiense comienza la retirada definitiva de los mares de la región y el paso a un ambiente continental, como prólogo a la elevación alpina.

10.1.3. La evolución terciaria.

Ésta se lleva a cabo en el marco de la generación de relieves alpinos, lo que conlleva una dinámica de sedimentación en las cuencas y erosión en las áreas montañosas. El resultado geomorfológico será la generación de un relieve policíclico de superficies poligénicas y sediplanos asociados a las diferentes fases tecto-sedimentarias.

Límite Cretácico-Terciario.

Todavía con una tectónica extensiva y un clima tropical más propios del ciclo mesozoico se produce la sedimentación lacustre de la UTS 1 (Maastrichtiense-Paleoceno inf.). El resultado de toda esta dinámica final aún extensiva pero en ambiente continental, en el que

se combinan ya la erosión y la sedimentación puntual, pareció ser la generación de otro arrasamiento generalizado, la llamada en el Sistema Central **Penillanura Prearcósica o Generatriz**, que marcaría el nivel de inicio de los relieves alpinos.

Estimamos que los niveles de **Cumbres de las sierras de Urbión y Cebollera** pueden corresponder a restos en los que ha quedado marcada esta superficie.

Paleógeno.

A continuación se constata un amplio hiato erosivo que abarcaría hasta comienzos del Eoceno, en el que el paso definitivo a una tectónica compresiva (Pirenaica) provoca el inicio de la diferenciación del relieve con elevación del bloque de Cameros-Demanda y el comportamiento subsidente de la depresión de Almazán, con deposición de las UTS 2-3 (medios aluviales, fluviales y lacustres en un clima subtropical con largos períodos secos). Amén de esta sedimentación se habría generado en los bordes montañosos el que se ha llamado aquí **Nivel Erosivo Picofrentes**, conservado como cumbres en la sierra de Cabrejas y en crestas de otras sierras dispuestas de manera escalonada hacia las más altas de Urbión y Cebollera (Carcaña, El Almuerzo); así como en sierras periféricas del borde con la Aragonense como El Madero o Toranzo e incluso el propio Moncayo.

Oligoceno superior-Mioceno inferior.

Con la fase tectónica Castellana se produce una serie de cambios notables: es la responsable de la más importante deformación y estructuración regional, llegándose incluso a formarse alguna cuenca intramontañosa como la del sinclinatorio de Campisábalos, así como la unión entre las cuencas de Almazán y Duero.

Con esta deformación, y a pesar de los ciclos de pediplanación, se configuró además un relieve estructural conforme con el plegamiento, con los anticlinales formando áreas elevadas y

los sinclinales en cubeta, relieve parcialmente conservado por ejemplo en los *monts* de la Rampa de Soria, Hinodejo o el Umbral de Osma. Dichos relieves, en especial en este último sector, fueron posteriormente fosilizados en gran medida por la sedimentación neógena.

A partir de esta generación de relieves se produce la sedimentación de la UTS 4 en un clima mediterráneo relativamente árido, así como un nivel poligénico de arrasamiento (**Nivel Sierra Llana**). Éste marcaría las cumbres de la sierra de Pela en el S y de modo más claro los replanos de La Llana y Sierra Llana en Cabrejas (donde parece estar vinculado a corrosión kárstica en el fondo de poljes), así como pequeñas elevaciones de la Rampa de Soria como San Marcos, Santa Ana, La Pica... A nivel regional parece igualmente marcar la cumbre de pequeñas sierras satélite de Cameros-Demanda (borde de San Leonardo) y la Ibérica aragonesa (sierras de Corija y Miñana).

Mioceno medio.

La fase Neocastellana (Aragoniense medio) haría migrar el depocentro de la cuenca y la máxima actividad tectónica de N a S, de modo que una vez estructuradas Demanda-Cameros y el borde con la Aragonesa, así como configurados sus niveles geomorfológicos, parece ser la Ibérica castellana la que toma un mayor protagonismo tectónico. La sedimentación de la UTS 5 se produce de manera extensiva aunque independiente también en las cuencas periféricas del N y el E creadas en la estructuración de la etapa anterior.

En esta Ibérica castellana se generan relieves estructurales por ejemplo con la exhumación del sinclinal de Híges, que comienza a quedar colgado a modo de cumbre amesetada. Algo posteriores son unas depresiones sinclinales (conformes) en la sierra del Bulejo, aunque tenderán a ser arrasadas por los ciclos de pediplanación neógena.

El resultado de este ciclo de erosión-sedimentación en un clima mediterráneo cálido

do y árido será la **Superficie de Erosión Intramiocena**, quizá la de mayor presencia en el conjunto de la Cadena Ibérica. Se ha reconocido en niveles de cumbres en la sierra del Bulejo, aunque más frecuentemente aparece exhumada o como sediplano neógeno de la UTS 5 en la cuenca y como *pediment* generalizado en los bordes montañosos N, E y SE, hasta el punto de constituir divisoria hidrográfica entre las cuencas de Almazán, Tajo y Gallocanta, e incluso con las periféricas del borde de Cameros-Demanda y la Rama Aragonesa.

Esta pediplanación contribuirá además a resaltar el relieve conforme creado en episodios anteriores en el borde montañoso septentrional, haciendo por ejemplo que los bloques anticlinales existentes en la Rampa de Soria, depresión de Numancia, Cabrejas o San Leonardo se configuren como *inselbergs* de este *pediment* intramioceno.

Mioceno medio final-Mioceno superior.

Tras la etapa anterior, y por descenso del nivel de base seguramente vinculado a la acción de la fase Guadarrama II se produce una karstificación generalizada muy visible por toda la superficie Intramiocena, con formación de pequeñas cavidades y depósitos extensivos de *terra rossa*, como los descritos en la hoja de Soria (350). En esta fase de karstificación se habría formado también el yacimiento paleontológico de Escobosa de Calatañazor (Aragoniense sup., MN 7/8).

Consecuencia de esta tectónica Guadarrama II se habrían formado en la montaña meridional unos relieves de cierta consideración, en especial en las rampas de Caracena-Alaló. Por otro lado, la planitud impuesta por la Superficie Intramiocena hace que la sedimentación de la UTS 6 (Aragoniense sup.-Vallesiense) se lleve a cabo con conexión de la cuenca de Almazán con casi todas las cuencas periféricas, incluida la de Calatayud. El clima continúa siendo mediterráneo aunque con características más húmedas que en el episodio anterior, en especial al final del período con sedimentación predominantemente lacustre a partir de la disolución de los bordes calizos mesozoicos.

La **Superficie de Erosión Finimiocena M₃** constituye un *pediment* erosivo en la montaña meridional y el sediplano de la UTS 6 en la cuenca (superficie de erosión-colmatación), de modo que el final de su elaboración tiene lugar en el Vallesiense. Al labrarse esta M₃ se van diferenciando unos *inselbergs* de condicionante estructural: dorsos de ballena en jurásico (relieves conformes) en las rampas de Caracena-Alaló; a partir de cuevas homoclinales en la cabecera del río Escalote, también en jurásico; así como relieves invertidos en sinclinales colgados en bloques cretácicos de la rampa de Alaló.

El sector de los Altos de Barahona parece haber seguido una dinámica de relieve también conforme con la estructura, con sedimentación en las cubetas sinclinales de Rello y Barahona.

Por el contrario, el borde septentrional de la cuenca de Almazán parece haberse comportado de manera menos activa durante este período, con una simple reelaboración y fosilización parcial de la Superficie Intramiocena, sin continuar el escalonamiento de niveles que sí se seguirá dando en el borde S.

Mioceno terminal-Plioceno.

Con las fases tectónicas Torrelaguna (Vallesiense sup.) e Iberomanchega I (Rusciniense), y en un clima relativamente cálido y árido, se produce el paso de la cuenca de un régimen cerrado al **exorreísmo**. Seguramente, los únicos sedimentos correspondientes a esta época en la región pueden ser los glaciares del borde de la Ibérica aragonesa, no recogidos en la zona de estudio.

En el borde montañoso meridional se desarrolla un último nivel erosivo, la **superficie M₂**, la cual arrasa deformaciones en la UTS 6 por lo que su edad probable sería Mioceno terminal-Rusciniense. Se entalla en materiales de cualquier edad y en litologías especialmente carbonáticas, al haberse desarrollado esencialmente a partir de poljes y ensanchamiento de valles (una superficie de corrosión kárstica), con predominio de la erosión lateral frente a la incisión vertical. No parecen existir depósitos correlativos a esta superficie.

ca), con predominio de la erosión lateral frente a la incisión vertical. No parecen existir depósitos correlativos a esta superficie.

Durante todo el período Plioceno, y con la fracturación derivada de las fases tectónicas Iberomanchegas, comienza por el descenso del nivel freático (con causas climáticas y tectónicas) la formación de la mayor parte de los **poljes de la montaña meridional**, cuya una evolución estará marcada por las variaciones climáticas: la alternancia de períodos relativamente áridos y húmedos habría determinado respectivamente etapas de incisión y erosión lateral, y en definitiva el escalonamiento de superficies de corrosión. De hecho, en algunos puntos se reconoce a la superficie M₂ como un primer nivel de corrosión de poljes.

Y vinculados también a esta karstificación se establecen el yacimiento paleontológico de Layna (límite Rusciniense-Villafranquiense), así como los primeros sistemas endokársticos importantes y la incisión del fluviokarst.

10.1.4. El Cuaternario.

La morfogénesis cuaternaria viene determinada esencialmente por la dinámica fluvial, aunque también son destacables, en especial en las etapas más recientes, los fenómenos periglaciares, eólicos y la erosión hídrica de vertientes.

En lo relativo a los **sistemas fluviales**, frente a la incisión dominante en el Plioceno, en el Cuaternario quedan además restos de etapas de agradación en forma de terrazas, tanto en el sistema principal y mejor definido del Duero como en sus afluentes principales. De la evolución de la red se deducen también ciertas tendencias de la tectónica cuaternaria, como es el basculamiento general hacia el S por levantamiento relativo de Cameros-Demanda, así como posiblemente haya intervenido también condicionando junto con el clima las etapas de incisión y agradación. Por lo demás, la neotectónica parece haber tenido un efecto mínimo en las mesoformas, salvo unos cuantos fenómenos muy localizados.

El encajamiento fluvial cuaternario ha supuesto además el resalte de los **aspectos estructurales del paisaje**. Se puede citar en primer lugar la tendencia general a la inversión de los relieves jóvenes predominantemente conformes en el Terciario, propios de las etapas inmediatas a la deformación. Esto es constatable en multitud de áreas como la sierra de Cabrejas respecto a la depresión de la Cuerda del Pozo y Villaciervos, o Campisábalos-Sierra de Pela respecto a la depresión de Tiermes, donde grandes sinclinales aparecen colgados como zonas elevadas y los núcleos anticlinales desventrados y deprimidos.

Por el contrario, en la Rampa de Soria, Depresión de Numancia o el Umbral Cretácico de Osma, el relieve sigue directrices conformes con *inselbergs* y *monts* definidos por anticlinales cretácicos, debido a que en gran parte son formas exhumadas que quedaron preservadas largo tiempo de la erosión, fosilizadas por materiales neógenos.

Y se han definido también, en las zonas relativamente deprimidas de materiales plegados, relieves de tipo homoclinal por erosión diferencial (cuestas, *chevrons*, algunas muelas), como en los triásicos del S (Tiermes, Miedes, Romanillos de Medinaceli), el Weald-Utrillas del N (depresión de la Cuerda del Pozo) o los paleógenos de cuenca (Campo de Gómara y campiña de Quintana Redonda). En áreas de neógeno subhorizontal se han formado relieves en graderío, en especial flanqueando la campiña central (Velamazán, Tierra del Burgo, sierra

de Perdices, rampas de La Muela, Caltojar, Caracena...).

El **sistema kárstico** ha ido adquiriendo unas mayores características fluviales, al producirse por un lado la captura de prácticamente todos los poljes anteriormente formados, y por otro la incisión en macizos carbonatados que ha definido multitud de gargantas y cañones.

Las **laderas** se han desarrollado de manera general, salvo algunos casos de herencia más antigua, también a partir de las paredes de los valles por encajamiento fluvial. Sus geometrías y los procesos formadores han estado determinados por un lado por la litología particular de cada vertiente; y por otro, por el clima reinante durante su evolución: erosión hídrica y procesos de arroyada en medio semi-árido de manera general y plenamente dominantes en la actualidad, aunque asociadas a las etapas más frías se han encontrado también huellas de periglaciario, en especial en las áreas montañosas. No se reconocen de manera muy clara procesos de deslizamiento, pero tuvieron sin duda su importancia al menos en áreas como los escarpes de Keuper-Jurásico y las cuestas de páramo en la montaña meridional.

Por último, y vinculados seguramente a la dinámica tardiglacial y postglacial (etapas áridas del Pleistoceno superior final-Holoceno), los **fenómenos eólicos** han producido algunos retoques en las áreas de campiña con formación de cubetas de deflación y acumulaciones arenosas.

PARTE 3. ASPECTOS APLICADOS:
LA EROSIÓN, EL CAMBIO CLIMÁTICO
Y EL USO DEL TERRITORIO

11. EROSIÓN HÍDRICA ACTUAL

11.1. INTRODUCCIÓN AL PROBLEMA

11.1.1. Aproximación al problema de la erosión en el mundo y en ambientes mediterráneos.

El suelo desempeña un gran número de funciones clave de tipo medioambiental, social, económico y cultural que son fundamentales para la vida (COMISIÓN DE LAS COMUNIDADES EUROPEAS, 2002):

- Producción de alimentos y, en general, de biomasa.
- Almacenado, filtración y transformación de materia orgánica y otras sustancias.
- Constituye una reserva energética y un hábitat para muchas comunidades biológicas.
- Constituye también un entorno físico y cultural para la humanidad, como base de sus actividades y como parte del paisaje y del patrimonio cultural.
- Es a su vez una fuente de materias primas: arcillas, arenas, turba...

Sin embargo, es considerado como un recurso natural no renovable por presentar una elevada velocidad de degradación frente a sus tasas de regeneración, extremadamente lentas. Como señala EVANS (1999), no es un recurso renovable, aunque sí **recuperable**, de modo análogo a la atmósfera. Si se degrada, su capacidad para realizar las funciones de producción agrícola y en general la capacidad del territorio para albergar distintas actividades y ecosistemas se verá reducida. De ahí la importancia de una **gestión sostenible** y una **prevención** que eviten su degradación.

De todos los problemas de degradación del suelo: erosión–desertificación, contaminación, sellado por construcción de infraestructuras, compactación por maquinaria o sobrepastoreo, reducción de la biodiversidad, salinización, inundaciones o deslizamientos; el primero citado es sin duda el más importante, así como

uno de los problemas medioambientales globales más importantes (PIMENTEL *et al.*, 1995).

Si bien se puede considerar la erosión como el mero proceso, natural o inducido, que arranca las partículas del suelo e inicia su transporte, el de **desertificación** es un concepto más amplio y a la vez más concreto en su localización espacial. Según la Convención de las Naciones Unidas de Lucha contra la Desertificación, se define como

“un proceso que reduce la productividad y el valor de los recursos naturales del planeta en el contexto específico de condiciones climáticas áridas, semiáridas y subhúmedas secas, como consecuencia de variaciones climáticas y actuaciones humanas diversas”.

Lo que explicado de manera más extensa por diversos autores, viene a ser la degradación del suelo por procesos fundamentalmente de erosión intensa y determinados por **factores climáticos** (sequías, aridez, regímenes de precipitación irregulares e intensos) y **humanos** (deforestación, sobrepastoreo, deterioro de la estructura del suelo), que hace que el terreno deje de ser apto para la vegetación y se aproxime en su grado de producción de biomasa a lo que sería un ecosistema desértico.

Centrados en el aspecto erosivo, éste es especialmente grave en tierras cultivables, al volverlas improductivas. Según PIMENTEL *et al.* (1995) en el mundo se destruyen y abandonan anualmente unos 12 millones de hectáreas de tierra agrícola, de los 1.500 millones de hectáreas de tierra cultivada que existen en el mundo; y cerca del 80% del suelo cultivable del mundo sufre erosión en grado moderado o severo (Fig. 11.1).

Las mayores tasas medias de erosión se dan en África, Asia e Iberoamérica (las zonas menos desarrolladas), con unas 30–40 Tm/ha/año.

En Norteamérica o Europa se estima en unas 17 Tm/ha/año, de las cuales 2 Tm corresponden aproximadamente a materia orgánica.

Así, se superan ampliamente las aceptadas como tasas medias de formación del suelo, aproximadamente 1 Tm/ha/año. La creación de unos 2,5 mm de espesor de suelo puede suponer entre 200 y 1000 años en áreas de cultivo y es aún más lenta en áreas de pastizal o bosque, lo que supone en conjunto una tasa de destrucción unas 17 veces mayor que la de reposición.

Dentro de **Europa** (COMISIÓN DE LAS COMUNIDADES EUROPEAS, 2002), las zonas más afectadas son el centro y SE de España, centro y S de Italia, S de Francia y Portugal y extensas áreas de Grecia. Aunque la región mediterránea es históricamente la más afectada, el problema se presenta cada vez más

en otras partes de Europa (Austria, República Checa, Polonia o la franja de loess de Bélgica y Francia, por ejemplo). Se calculan en unos 26 millones de hectáreas de la UE las afectadas por erosión hídrica.

En la actualidad, la intensificación de la agricultura convencional en áreas concretas, caracterizada por una mayor mecanización y laboreo del suelo, es señalada como uno de los mayores agravantes de los procesos erosivos, especialmente en Europa occidental (GARCÍA TORRES, dir, 1999). Sin embargo, y como ocurre en todos los países desarrollados del norte mediterráneo, el abandono de tierras y el desarrollo de sistemas silvopastorales para el control de incendios es también un factor muy influyente en la evolución de la degradación edáfica (LE HOURÉOU, 1989).

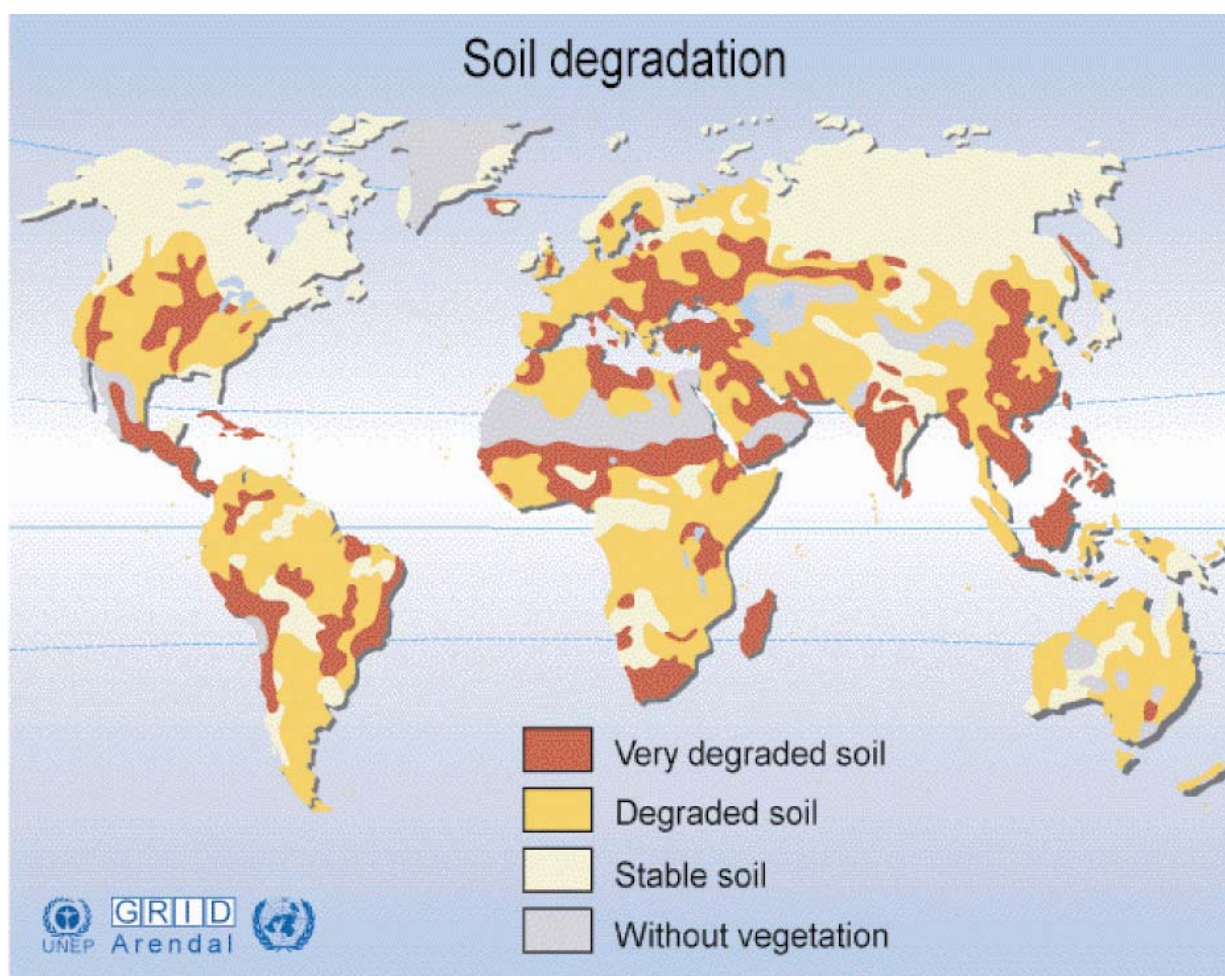


Fig. 11.1. Grado de degradación del suelo en el mundo, según el Mapa Mundial de la Desertificación (www.unep.org)

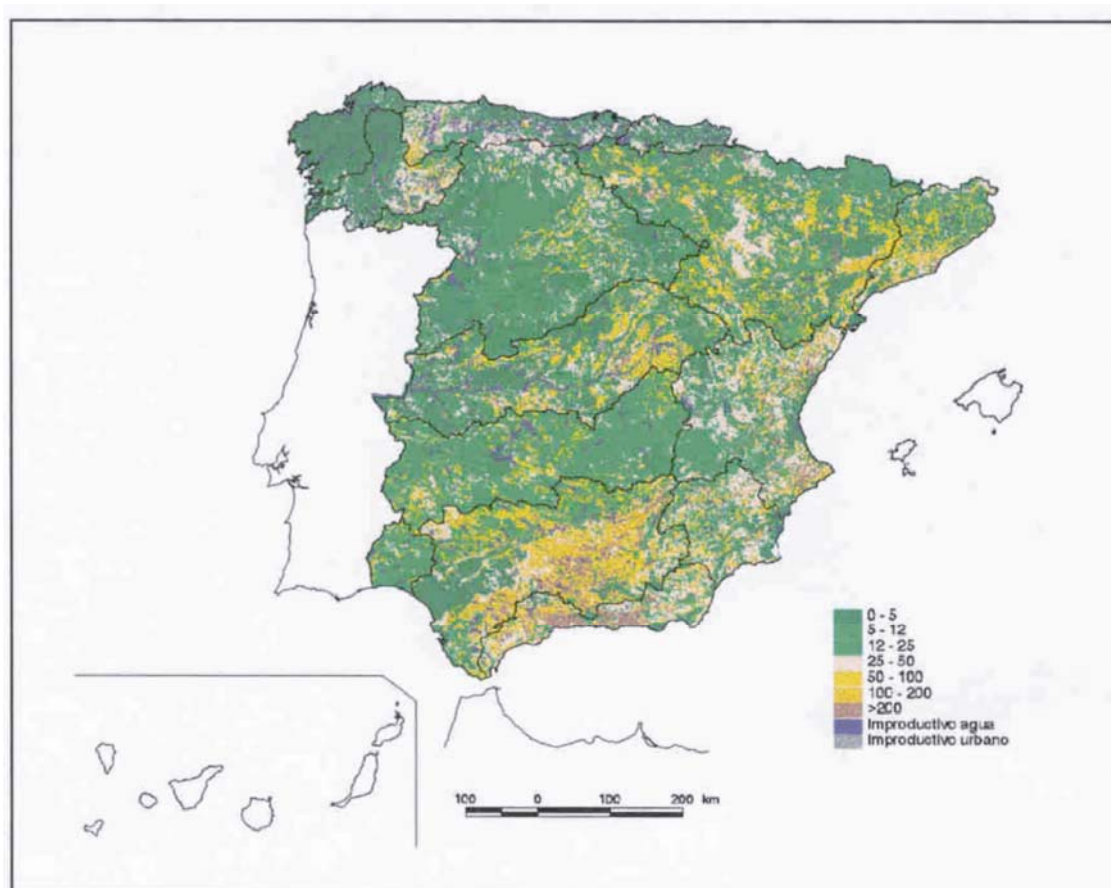


Fig. 11.2. Mapa de pérdidas de suelo en Tm/ha/año, tomado de MIMAM (1998)

En **España** (MIMAM, 2000, p. 137), una media del 44% de su superficie sufre procesos de erosión superiores a los límites generalmente admitidos como tolerables (unas 10 Tm/ha/año). La magnitud del problema oscila entre el 25% de la zona húmeda del norte y el 70% del sureste, que se encuentran afectadas por erosión grave. En muchas zonas asciende a más de 200 Tm/ha/año (BERGER *et al.*, 2000), y lo convierte en el país de Europa occidental más gravemente afectado por la desertización, con un coste económico estimado en unos 280 millones de €/año (HAMMELL, 2002). En la Fig. 11.2 se presenta un mapa de pérdidas potenciales de suelo en España tomada de MIMAM (1998, p. 429), y generada a partir de los mapas de estados erosivos del MAPA-ICONA.

Esta situación se debería tradicionalmente a (DOUGLAS, 1999): la deforestación; el sobrepastoreo, en especial con los movimientos migratorios de ganado ovino de la Mesta; las técnicas de cultivo inadecuadas, como el laboreo excesivo y siempre en la dirección de la

pendiente; o la roturación de tierras marginales en pendientes demasiado fuertes. Y más recientemente también a las obras públicas y los incendios forestales y de malezas, que en definitiva dejaron y dejan los terrenos desnudos por la alteración de la estructura y disminución de la fertilidad del suelo.

A estas acciones antrópicas hay que añadir además la influencia de un clima predominantemente mediterráneo, caracterizado por unas lluvias escasas aunque concentradas en determinadas épocas del año y muchas veces en forma de chaparrones cortos aunque relativamente intensos, de alto poder erosivo; así como unos suelos pobres y muy erosionables, la crisis de la agricultura tradicional con abandono de tierras y el deterioro de las estructuras de conservación (LÓPEZ BERMÚDEZ, 2001; CASTILLO *et al.*, 2004).

Quizá precisamente por el gran alcance y la multitud de aspectos implicados, hasta ahora no se ha desarrollado una política europea dedicada específicamente a la protección del suelo, sino que ésta se encuentra repartida en

una serie de ramas técnicas y políticas como es la protección ambiental, la agricultura, el transporte o la investigación. Así, se considera un área prioritaria en el sexto Programa Comunitario de Medio Ambiente (2001-2010), o los Programas Marco de Ciencia y Tecnología, de los que se encuentra terminando el VI y comenzando el VII. Fruto de estas políticas han sido diversos programas y actuaciones:

Europa: El programa CORINE investigó en su proyecto SOIL el riesgo de erosión en la Europa mediterránea (CORINE, 1992; PERLES, 1996), y más recientemente el DISMED (Sistema de Información de la Desertificación en el Mediterráneo), trabajó para la elaboración de una metodología común a los países mediterráneos (CASTILLO *et al.*, 2004).

El proyecto PESERA (Pan European Soil Erosion Risk Assessment) pretende evaluar, con una metodología propia basada en procesos aunque de filosofía similar a la del modelo USLE, el riesgo de erosión de suelos en toda Europa (RUBIO y RECATALÁ, 2005; KOSMAS, 2006).

España: Al igual que en el resto de Europa (OLMEDA *et al.*, 2004), la política al respecto se encuentra repartida en diversas áreas como la de Montes (Estrategia Forestal Española, Plan Forestal Español), o de Aguas (restauración hidrológico-forestal de los Planes Hidrológicos de Cuenca).

La erosión-desertificación se considera un área prioritaria en los Planes Nacionales para la Investigación Científica y Tecnológica, a partir de los cuales se han llevado y se llevan a cabo muchos estudios y proyectos, entre los que cabe citar los Mapas de Estados Erosivos por cuencas hidrográficas realizados por el Ministerio de Agricultura y el ICONA a finales de la década de 1980 y principios de la de 1990, que recogieron la totalidad del territorio. El nuevo INES, Inventario Nacional de Erosión de Suelos (hídrica, en masa, fluvial y eólica), como actualización de los citados mapas de estados erosivos, comenzó en 2001 y se prevé su término en 2012. En este caso se está realizando por provincias, si bien las de Soria o Guadalajara no se encuentran aún en ejecu-

ción. Para el cálculo de la erosión hídrica sigue el modelo RUSLE.

Dentro de la Red Europea de Información y Observación del Medio Ambiente (EIONET) de la Agencia Europea del Medio Ambiente y en funcionamiento desde 1994, se integra el Centro Nacional de Referencia de Suelos cuyas tareas son desarrolladas en la actualidad por el IGME, que ha gestionado también los resultados españoles de la Estrategia Temática de Protección de Suelos (VAN-CAMP *et al.*, 2004) mediante indicadores del modelo DPSIR.

Sin embargo, ha sido más habitual el que los programas de investigación se centren en la vertiente mediterránea española, como hace el LUCDEME (Lucha Contra la Desertificación en el Mediterráneo) o el PAND, Programa Nacional de Acción Contra la Desertificación en España (ROJO, 2006) y su red RESEL de estaciones de seguimiento y evaluación de la erosión y desertificación.

También se han señalado diversos defectos de todos estos programas; por ejemplo (IBÁÑEZ *et al.*, 2005), la inexistencia en muchos países, entre ellos España, de una buena información edafológica de base (cartografía de suelos a escalas adecuadas).

11.1.2. La erosión en la región de estudio.

La tesis de J.B. Thornes de 1967 constituye el primer antecedente de estudios sobre los procesos de erosión y sedimentación en la provincia, centrado en el sector entre Almazán y Soria, aproximadamente la mitad septentrional del área aquí estudiada. Este trabajo quedó inédito, pero en otros posteriores (THORNES, 1975, 1976) se desarrollan distintos aspectos: estima que el principal problema es el de la erosión hídrica en sedimentos detríticos terciarios y en las facies Weald-Utrillas del N; mientras que en las litologías resistentes de areniscas y calizas, dominantes en la mayor parte del área, la tasa de erosión sería relativamente baja o al menos habría dado lugar a formas menos evidentes. No obstante, y como

se verá más adelante, este sustrato resistente sostiene o sostuvo diversos tipos de suelos y horizontes de alteración muy erosionables. En cuanto a los **factores** más influyentes, enumera la gran extensión de cultivos de cereal sobre suelos extremadamente delgados y pobres, así como el que en especial el tercio norte de la provincia haya sido hasta épocas recientes una de las regiones españolas más afectadas por la ganadería trashumante de la Mesta.

LÓPEZ CADENAS *et al.* (1990), con su cartografía de estados erosivos de la cuenca del Duero, supone un antecedente de la aplicación generalizada en la región de un modelo USLE modificado.

CASERMEIRO (1995) en materiales mioceños del borde de Ayllón, y GARRIDO (1996) en la zona del borde de San Leonardo y en las Tierras del Burgo y San Esteban, realizan sendos estudios de estabilidad estructural, erosionabilidad y escorrentía superficial.

BACHILLER (1996), en un estudio geográfico general sobre la montaña meridional soriana, analiza también diversos factores edáficos y de evolución de usos del territorio (repoblaciones forestales, etc.), que han influido en el desencadenamiento de procesos erosivos y su repercusión en el paisaje.

Aplicando el modelo MUSLE para las cuencas vertientes al pantano de la Cuerda del Pozo y ampliamente cubiertas por los pinares de Urbión, ASFOSO (2002) calculan tasas de erosión con vistas a estudios hidrológico-forestales y de vida útil para el embalse, que fijan en unos 6000 años. Realizado el mismo cálculo para una hipótesis de ausencia de bosque y sustitución por cultivos y pastizal, obtienen valores de erosión diez veces mayores que con la situación actual.

Si se revisan otros trabajos y cartografías más generales en los que se han realizado cuantificaciones, la zona de Soria no parece especialmente castigada por los procesos erosivos: ABRÉU (1975), en un trabajo general sobre planificación territorial y medio ambiente, cita que la superficie provincial afectada por procesos graves es del 3,5%; alrededor del 35% de erosión moderada; y un 21% de ero-

sión leve. Según el banco público de indicadores ambientales del Ministerio de Medio Ambiente¹ y el mapa de subcuencas del PAND, entra en su mayor parte en las zonas subhúmedas, calificadas de riesgo básico o bajo; esto es, que no recibirán una gran atención. Según las cartografías iniciales del programa PESE-RA², presentaría además tasas de erosión muy bajas (Fig. 11.3). Y según las del DISMED³, no estaría afectada por la desertificación o presentaría una sensibilidad muy baja.

11.1.3. El estudio de la erosión. Conceptos previos.

Antes de entrar a fondo en el modelo de análisis de la erosión, conviene remarcar ciertos conceptos que se manejan en los estudios de degradación de suelos, sus causas y efectos (LAL, 1990; PORTA *et al.*, 1999):

Se define como **erosión** la pérdida gradual del material que constituye el suelo, al ir siendo arrastradas las partículas (disgregadas, arrancadas y transportadas), a medida que van quedando en superficie.

Este desgaste conlleva la rotura (meteorización física), disgregación (meteorización química) y el transporte de las partículas solubles e insolubles por los agentes mencionados; transporte que dará lugar a la sedimentación en otro lugar del material erosionado.

De esta manera se definen dos términos muy importantes y ligados entre sí: la **pérdida de suelo** (*soil loss*), que sería la cantidad neta de suelo que se ha movido a otra área; y la **producción o tasa de sedimentos** (*sediment yield*), como el suelo erosionado que llega a un punto determinado.

En función del agente predominante (Fig. 11.4), se habla entre otras de erosión fluvial, eólica o **hídrica**. A esta última se dedicará esta parte de la Tesis, y cabe definirla como la que resulta del impacto directo de las gotas de lluvia más la escorrentía superficial no encauzada (aguas de arroyada).

¹http://www.mma.es/secciones/calidad_contaminacion/indicadores_ambientales

²<http://eussoils.jrc.it/website/Pesera/viewer.htm>

³<http://dataservice.eea.europa.eu/atlas/viewdata/viewmap.asp?id=494>

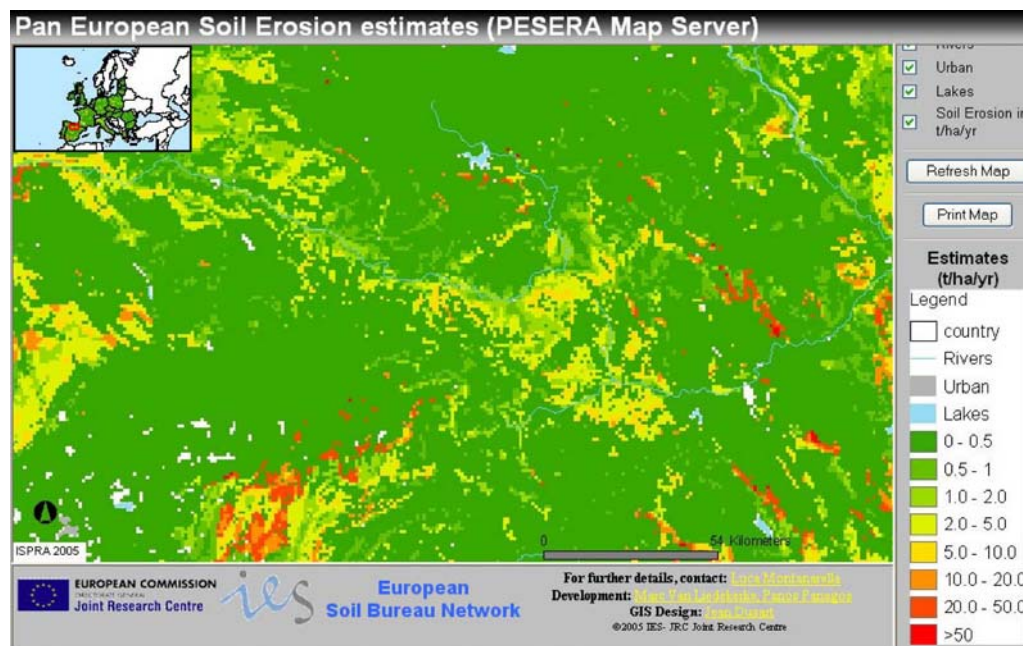


Fig. 11.3. Mapa de erosión en la región según el modelo PESERA (<http://eussoils.jrc.it>)

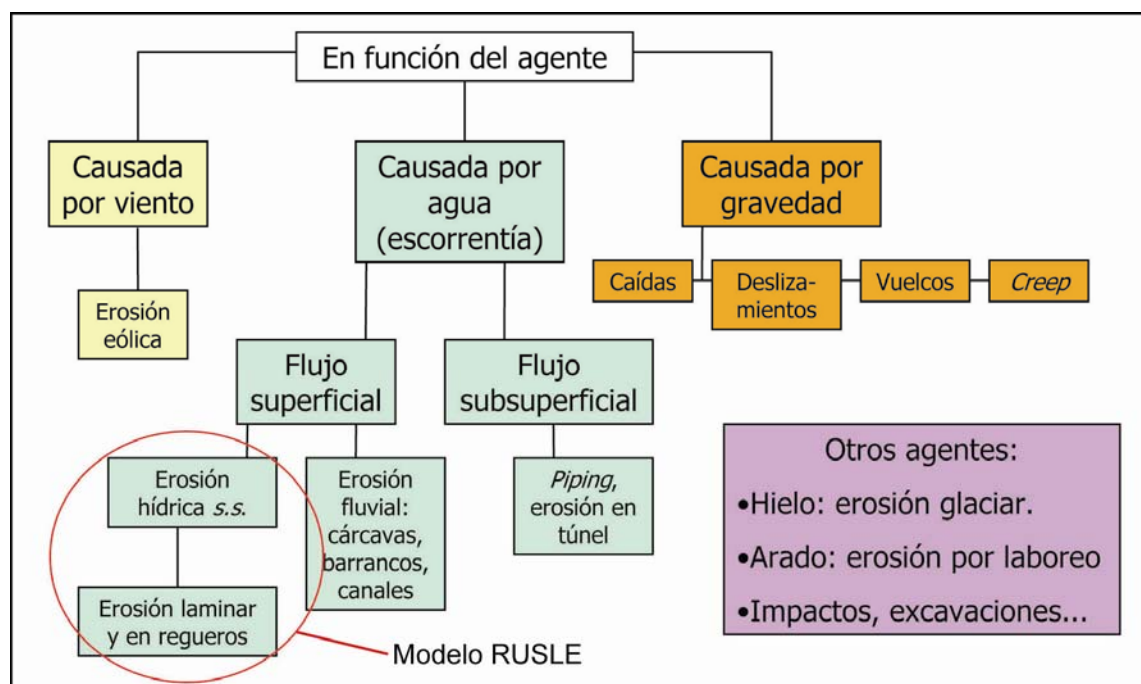


Fig. 11.4. Tipos de erosión y aplicabilidad del modelo RUSLE.

El impacto directo de las gotas de lluvia (también llamado **erosión por salpicadura**) produce el arranque de partículas del suelo y su transporte según trayectorias más o menos aleatorias, en las que acaba predominando la componente a favor de la pendiente (Fig. 11.5a).

La escorrentía no encauzada (CARSON y KIRKBY, 1972, p. 35) puede fluir en una lámina uniforme sobre la superficie, hablándose

de **erosión laminar** al perderse una capa también uniforme del suelo (Fig. 11.5b), formada esencialmente por las partículas liberadas previamente por salpicadura. Sin embargo, con más frecuencia el perfil transversal de esta escorrentía se divide en tramos de mayor o menor profundidad e incluso en pequeños canales o surcos, donde se concentra (**erosión en regueros**, Fig. 11.5c). En estas circunstancias, la erosión y el transporte de sedimentos siguen leyes muy similares a las del medio fluvial,

aunque con algunas diferencias: Lo primero, son de escasa profundidad y la rugosidad del terreno y por tanto su resistencia al transporte es alta. Segundo, los flujos sólo se producen durante aguaceros o lluvias persistentes, durante los cuales el impacto de la gota de lluvia impide también el flujo y contribuye a arrancar material y ponerlo en suspensión. Finalmente, son muy efímeros, por lo que formas típicas como *ripples*, dunas, meandros o los propios canales bien formados son raras.

De hecho, se suele considerar que las formas persistentes tras diversos episodios erosivos, o más específicamente en el terreno agrícola, las no eliminables mediante el laboreo, caerían fuera de las resultantes de la erosión hídrica s.s. (los *gullies*, como forma límite de estos procesos, hasta los barrancos o arroyos más evolucionados propios de procesos torrenciales

o fluviales). BUTZER (1976) hace notar por otro lado que la superficie afectada directamente por la erosión de canales (*incisión*) es mínima comparada con las vertientes expuestas a la erosión hídrica (*denudación*).

La **erosión en cárcavas** sería un modelo mixto en el que entrarían procesos hídricos, subsuperficiales, torrenciales, fluviales y movimientos en masa. Sobre ella advierte HUDSON (1982) del peligro de su sobrevaloración como síntoma característico de la erosión, al ser formas muy vistosas, extendidas y fácilmente reconocibles, aunque suelen estar muy localizadas y en áreas por lo general marginales, si bien con considerable importancia como fuente de sedimentos para los ríos y con consecuencias si afectan a obras públicas.

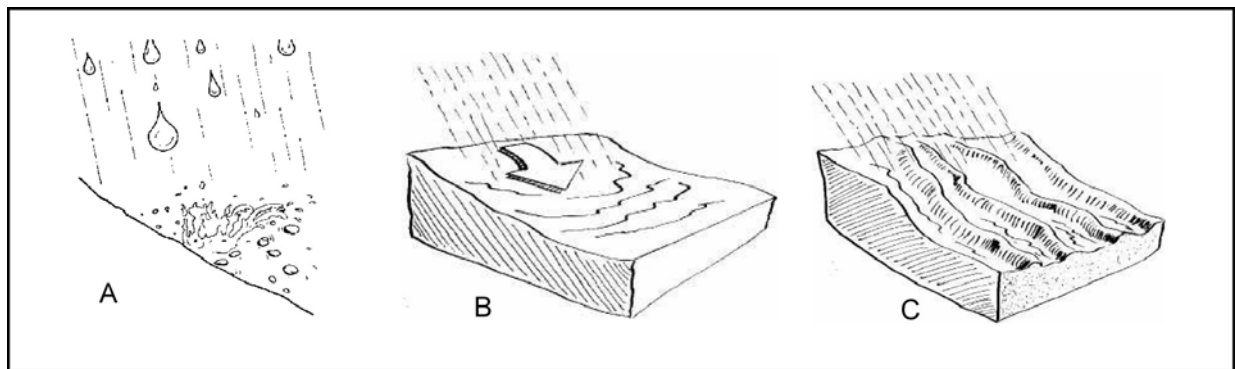


Fig. 11.5. Tipos de erosión hídrica. a) Por salpicadura. b) Laminar. c) En regueros. (Gráficos: www.serc.carleton.edu)

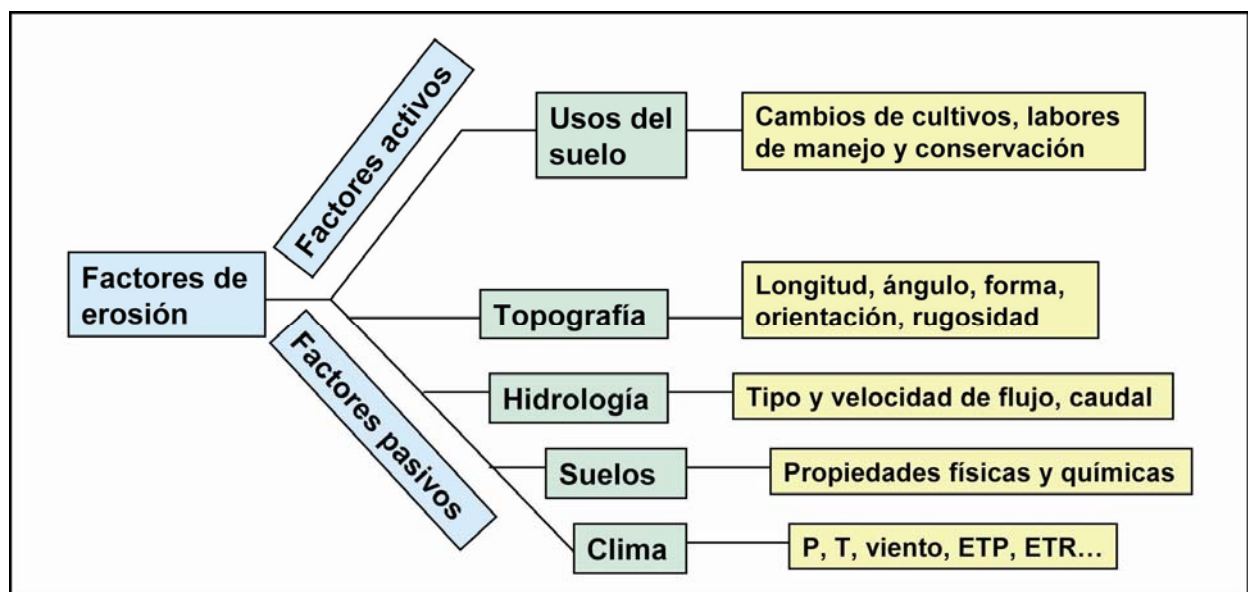


Fig. 11.6. Factores que controlan los procesos de erosión (modificado de GUERRO, 2001).

Otros conceptos importantes son (PERLES, 1996):

Estado erosivo: La intensidad de los signos de erosión manifestados en una zona y observados en una fecha concreta. Se obtendría habitualmente mediante fotointerpretación, teledetección y trabajo de campo, y estimado mediante parámetros diversos: densidad de drenaje, área ocupada por suelo desnudo, sedimentos depositados en embalses... es un trabajo esencial para la verificación de los modelos teóricos que se apliquen.

Riesgo de erosión: Vulnerabilidad del terreno a ser erosionado en virtud de sus características intrínsecas y las condiciones naturales que lo afectan: clima, pendiente, litología, vegetación... según distintas fórmulas y modelos.

Velocidad o tasa de erosión: La cantidad de sedimentos movilizada por unidad de tiempo, generalmente expresada en Tm/ha/año. Su evaluación se realiza habitualmente mediante ecuaciones paramétricas, como es el caso de la RUSLE que se empleará aquí.

Tolerancia a la erosión: Es la capacidad del suelo de soportar la erosión en razón de su estado, naturaleza, profundidad y tasa de formación, por lo que se suele expresar también en volumen por unidad de espacio y tiempo (Tm/ha/año). Es un aspecto muy poco estudiado, aunque esencial en la conservación del suelo como recurso natural con el fin de alcanzar tasas de erosión no superiores a las de formación (de especial importancia en agronomía). Y también muy variable, desde las universales 10-12 Tm/ha/año propuestas para suelos agrícolas (HUDSON, 1982) a las mucho menores para suelos naturales en pendientes fuertes o sobre roca dura, como las 2 Tm/ha/año de valores guía en la legislación suiza para suelos poco profundos (OLMEDA *et al.*, 2004).

11.1.4. Factores que intervienen en los procesos de erosión.

Los procesos de erosión se deben a desequilibrios entre el clima, los usos del suelo y la cubierta vegetal. Estos desequilibrios se pueden producir por procesos naturales e inducidos por el hombre. A la hora de desarrollar un modelo de estimación de la erosión en el área, se han tenido en cuenta los factores activos y pasivos determinantes (Fig. 11.6):

Factores pasivos:

La erosividad climática: Este concepto se refiere a la agresividad de la lluvia y la escorrentía, consecuencia fundamentalmente de la precipitación media anual y estacional, intensidad y frecuencia; velocidad del viento; temperatura media anual y estacional; y el balance hídrico (P-ETP).

La erosionabilidad del suelo: Se refiere a la susceptibilidad a la erosión que tiene un suelo en función de sus propiedades intrínsecas, de las que las más importantes son la estructura, textura, permeabilidad-velocidad de infiltración, contenido de materia orgánica, mineralogía, contenido en FeOx y AlOx, y el tipo y la tasa de meteorización.

Las formas del terreno: Afectan a la erosión en función de las características de la pendiente: el grado, la forma, la longitud, la rugosidad y la orientación, al determinar el tipo y la velocidad de la escorrentía.

La cubierta vegetal: Condiciona a través de su función de pantalla ante la erosividad de la lluvia, como factor de sujeción del suelo y de influencia en sus propiedades.

Factores activos:

El hombre: Como dice HUDSON (1982), el hombre rara vez retrasa o detiene el proceso natural erosivo, y lo más normal es que lo acelere por el uso indiscriminado de los recursos naturales con el cambio de usos, tipos de cultivos, deforestación o presión demográfica. Se

distingue así la *erosión geológica, natural o normal* como la que resulta sólo de fuerzas de la naturaleza, de la *erosión acelerada o antrópica*, cuando el proceso está influido por el hombre.

11.1.5. El estudio y la evaluación de la erosión hídrica. Modelos.

En cualquier estudio de erosión, y en particular en los de erosión hídrica, se busca responder a diversos interrogantes:

- Qué áreas son vulnerables a la erosión.
- Dónde y cuánta erosión se produce en cada lugar.
- Qué procesos y factores y en qué medida intervienen en el estado erosivo (comprensión de la dinámica).
- Detectar las áreas con mayor riesgo, para la toma de medidas pertinentes.
- Modelizar la posible respuesta del territorio a diversas e hipotéticas condiciones (predicción y planificación).

De entre todos los métodos existentes que pueden contribuir a la evaluación de la degradación de los suelos, los más importantes podrían ser (FAO, 1980):

- Observaciones y mediciones directas en campo.
- El empleo de técnicas de teledetección s.l. (incluida la fotografía aérea).
- La modelización matemática y la evaluación mediante métodos paramétricos.

Las observaciones directas o mediante teledetección suelen ser una fuente de información muy importante. No obstante, presentan una serie de dificultades: los resultados se expresan a menudo sólo cualitativamente, basados en resultados visibles (formas de erosión) mediante criterios diagnósticos e índices sencillos. Los estudios de monitorización y medición de tasas de degradación (MORGAN y NEARING, 2002; VALLEJO *et al.*, 2005b) carecen en la gran mayoría de los casos de antigüedad y continuidad suficiente como para establecer tendencias de evolución. Además, el

establecimiento de estaciones de medida resulta muy costoso en economía y tiempo, o incluso inabordable. Por todo ello se recurre de manera general a los modelos, en los que sí existe una experiencia contrastada sobre su aplicabilidad y validez.

11.1.5.1. Tipos de modelos.

Los modelos teóricos o estocásticos, basados en principios de la física (equilibrios de fuerzas estructurales y electroquímicas, turbulencias de flujo, etc.), tienen un uso muy limitado por la enorme complejidad de los procesos erosivos (MORGAN y NEARING, 2002; SIDORCHUK y NIKORA, 2005), de modo que se consideran en la práctica dos tipos fundamentales:

Modelos empíricos o paramétricos: basados en relaciones estadísticas predictivas. Su descripción incluye en la medida de lo posible una evaluación de los factores físicos y químicos del proceso, pero las relaciones son demasiado complejas para poder expresarlas en términos matemáticos puros. Con ellos se suele buscar la localización espacial de los efectos erosivos, más que conocer el funcionamiento del proceso (PERLES, 1996), por lo que tienen una fuerte orientación cartográfica. Suelen corresponder a variantes más o menos modificadas de la USLE-RUSLE aquí aplicada (WISCHMEIER y SMITH, 1978; RENARD *et al.*, 1997), adaptadas a determinados entornos o a los datos disponibles, con resultados en muchas ocasiones semicuantitativos e interpretables no tanto como predictivos sino como **indicadores** de susceptibilidad. Entre ellos cabe citar las *metodologías provisionales para la evaluación de los suelos y la desertización* (FAO, 1980, 1984), el del ITC holandés (VAN ZUIDAM y CANCELADO, 1977), el *Corine* (CORINE, 1992), el modelo Es (DE PLOEY *et al.*, 1995) o el *Pesera* (VANDEKERKHOF *et al.*, 2004; RUBIO y RECATALÁ, 2005), todavía en desarrollo y que se espera aplicar a toda Europa. Y en España, los del programa *LUCDEME* (ICONA, 1982) y los de los *mapas de estados erosivos por cuencas hidrográficas*.

Modelos semiempíricos, u orientados a los procesos generadores de la erosión. Suponen un enfoque más reciente que el anterior, y al que se tiende para el futuro. Se basan en ecuaciones físicas de transporte, pero gran parte de los factores han de ser estimados mediante métodos empíricos. Con ellos se pueden conocer las pautas de funcionamiento interno de los mecanismos de erosión y establecer modelos explicativos o predictivos de su comportamiento (PERLES, 1996). Son métodos cuantitativos, que requieren el uso de fuentes directas para la obtención de grandes cantidades de información numérica para su tratamiento estadístico. Esta gran exigencia de datos y su concreción temática y espacial hacen difícil su aplicación práctica en escalas regionales, como la aquí utilizada. Los modelos más conocidos (MORGAN y NEARING, 2002; RUBIO y RECATALÁ, 2005) son la WEPP, para el cálculo de tasas de producción de sedimentos a pie de laderas o en una cuenca, el EUROSEM (European Soil Erosion Model) para el estudio de procesos que producen pérdida de suelos tras un evento singular de precipitación o el del programa MEDALUS, que describe matemáticamente los procesos erosivos a lo largo de una catena de suelos mediante análisis de los subsistemas atmosférico, de vegetación, superficial y edáfico.

11.1.5.2. El modelo RUSLE aplicado.

El modelo utilizado para la evaluación de la erosión hídrica en el área de estudio ha sido el RUSLE (Ecuación Universal de Pérdida de Suelo Revisada, *Revised Universal Soil Loss Equation*) de RENARD *et al.* (1997). Éste se basa en una ecuación cuyo resultado (tasa de erosión media y a largo plazo) se obtiene por la multiplicación de una serie de parámetros calculables a partir de los distintos factores que determinan la erosión de un suelo. Tiene la siguiente expresión:

$$A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P$$

Donde (en unidades del S.I.):

A es la estimación de la pérdida media de suelo por erosión laminar o en regueros (*sheet and rill erosion*) en las condiciones determinadas por el resto de factores respecto a la unidad de área, que se expresa en $Tm\ ha^{-1}\ año^{-1}$.

R es el factor de erosividad de la lluvia y la escorrentía superficial, que se calcula a partir de la energía e intensidad de la lluvia. Se mide en $MJ\ mm\ ha^{-1}\ hora^{-1}\ año^{-1}$.

K es el factor de erosionabilidad del suelo; se determina con distintos parámetros físicos de ese suelo, y está medido en $Tm\ ha^{-1}\ MJ^{-1}\ mm^{-1}$.

LS es un factor adimensional que pondera la influencia de la topografía combinando el gradiente de la pendiente con la longitud de la ladera.

C es el factor de cobertura protectora del suelo y prácticas de cultivo y manejo. Depende de la vegetación implantada, la cantidad de cobertura, la rugosidad de la superficie y la humedad del suelo. Se expresa como cociente de la pérdida de suelo respecto a lo que se daría en unas condiciones estándar, por lo que es adimensional.

P es el factor que en función de las prácticas de conservación frente a la erosión realizadas en la parcela determina el cociente de pérdida de suelo respecto a unas condiciones estándar sin ningún tipo de prácticas de conservación. Es adimensional.

En la Fig. 11.4 se muestran las posibilidades ofrecidas por el modelo considerado dentro de un esquema de los tipos de erosión.

El **origen de este modelo** se sitúa en la ecuación USLE (WISCHMEIER y SMITH, 1965, 1978), establecida en la década de 1950 con la misma estructura que la RUSLE más reciente, tras múltiples trabajos anteriores por parte del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA) en el centro y este del país. A partir de ahí se fue “universalizando” gracias a una estructura que permite la adapta-

ción a cualquier entorno, siempre que se cuantifiquen convenientemente los factores.

Dichos factores se medirían directamente mediante trabajo de campo a partir de una unidad de medida consistente en una parcela patrón de 22,13x1,83 m, con pendiente longitudinal uniforme del 9%, mantenida a barbecho continuo durante dos años y labrada a favor de la pendiente. A partir de medidas sucesivas se establecieron diversas tablas y algoritmos de cálculo para los distintos factores, que son los que se suelen utilizar en la práctica al requerir datos de relativa fácil disponibilidad (incluso bibliográficos) o sobre los que se pueden intentar aproximaciones aceptables (generalizaciones, extrapolaciones); o incluso, y lo que abre sus posibilidades de aplicación, teorizar con sus valores futuros para conocer la respuesta erosiva que tendrían determinadas actuaciones o variaciones del medio.

Sin embargo, su sencillez a costa de sacrificar aspectos conceptuales, como el no abarcar todos los factores relevantes o las interacciones entre los mismos (CASTILLO y ALBALADEJO, 1992; MORGAN y NEARING, 2002), hace que presente además muchas **limitaciones de aplicabilidad** que se han ido analizando por múltiples autores en las últimas décadas.

En primer lugar, se diseñó para una aplicación a la erosión laminar y en regueros (impacto, lavado o arrastre) en campos de cultivo y áreas de obra civil, y como tasa de erosión media y a largo plazo. No era útil, y sigue sin serlo, para el cálculo de la erosión en canales, *gullies*, sufosión o deslizamientos en masa.

Su ámbito de aplicación era la parcela o porción de ladera individual, de elevado nivel de detalle, por lo que no se podía aplicar al conjunto de una cuenca o a grandes extensiones, entre otras cosas por limitarse única y exclusivamente a predecir la erosión, sin considerar la posible sedimentación de dicho material en otro punto de la ladera o de la cuenca. Una aproximación para el cálculo de la tasa de sedimento generado en el conjunto de una cuenca y para un aguacero concreto es la MUSLE (Modified USLE de WILLIAMS, 1975).

En principio tampoco era extrapolable fuera del entorno de Estados Unidos, donde se calibró con unas condiciones de clima húmedo, suelos y cultivos muy determinadas; sin embargo, con el tiempo han ido derivando otros desarrollos, como la modificación del factor C (vegetación-usos del suelo) y su forma de cálculo de DISSMEYER y FOSTER (1980) para la obtención de valores adecuados en la mayor parte de condiciones forestales. E incluso otros modelos como el DUSLE (Differentiated USLE), aplicado a las condiciones de la Europa central, o el SLEMSA, aplicado al África tropical y para usos no específicamente agrícolas.

Los trabajos específicos sobre la **RUSLE** (RENARD *et al.*, 1994, 1997) comenzaron en 1985 y se publicó un primer manual en 1987. Con la misma estructura paramétrica de la USLE, se modificaron los algoritmos utilizados para calcular los factores individuales considerando nuevas y muy frecuentes situaciones, y siempre pensando en las actuales posibilidades informáticas. Aunque no se puede considerar una norma fija, los autores detectan que en los trabajos revisados los valores obtenidos con la **RUSLE** tienden a ser más bajos que los obtenidos con la USLE.

Entre estas posibilidades actuales se abre también la de su aplicación espacial más fiable extendida al ámbito de cuencas o grandes áreas, como la que aquí nos ocupa, ayudada mediante técnicas automáticas de superposición cartográfica (un sistema de información geográfica) en forma de análisis multicriterio como combinación lineal ponderada (EASTMAN *et al.*, 1998). Para ello ha sido necesaria la reforma del factor LS de longitud y pendiente de la ladera, de modo que considere aspectos como la forma de la propia ladera o los flujos de escorrentía convergentes o divergentes.

En definitiva, y a pesar de todas las limitaciones descritas, se ha escogido un modelo que combina una gran flexibilidad en su aplicación en cuanto a los diferentes datos de partida y la posibilidad de realizar análisis prospectivos. Por otro lado, proporciona también una respuesta eficiente y suficientemente precisa, que si no se debe considerar estrictamente cuantita-

tiva, sí ofrece al menos una aproximación semicuantitativa que permitirá valorar los resultados obtenidos y extraer unas conclusiones generales. Modelo que es el más ampliamente utilizado y suficientemente probado por su adaptabilidad a una gran variedad de condicio-

nes y del que se cuenta además con una suficiente experiencia en su aplicación dentro de nuestro grupo de trabajo del Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense.

11.2. SÍNTESIS DE UNIDADES MORFOESTRUCTURALES HOMOGÉNEAS

Al igual que para otras muchas aplicaciones ambientales de los estudios no sólo geológicos o geomorfológicos, sino en general de los centrados en el medio físico, cuando se trata de evaluar en grandes superficies fenómenos como es el caso de la erosión y aplicar además un modelo, resulta necesaria la subdivisión en unidades más pequeñas (GONZÁLEZ DEL TÁNAGO *et al.*, 1990): sea por características artificiales (píxeles, cuadrículas) o naturales (cuencas, unidades homogéneas...), donde se puedan evaluar los diferentes factores que intervienen en los modelos y analizar los resultados.

En este caso, para la aplicación del modelo RUSLE a la cartografía de la erosión, se ha optado por la división territorial en **unidades homogéneas** que agrupen porciones del territorio con unas características litológicas, geomorfológicas, edáficas y de vegetación análogas en cada una de ellas, ya que del mismo modo será de esperar una respuesta homogénea a los procesos erosivos. Además, se definen así unas regiones amplias y que facilitan la comprensión incluso por no especialistas.

En cuanto al marco conceptual, se puede decir que, frente a un enfoque de interés más puramente científico representado por las cartografías de tipo **analítico**, como las confeccionadas y examinadas hasta ahora en este trabajo y en las que cada variable (litología, geomorfología, vegetación, usos...) es cartografiada y estudiada temáticamente, la delimitación de unidades homogéneas sigue técnicas de cartografía de tipo **sintético**, resultantes de

la superposición de diferentes mapas temáticos o criterios y posterior generalización y agrupación de unidades con sentido descriptivo y no genético. No obstante, los mapas temáticos originales también son con frecuencia previamente sintetizados y generalizados; por ejemplo, en un mapa de unidades geomorfológicas (MARTÍNEZ-TORRES, 1994). Existen diversas metodologías para la aproximación y nomenclatura de dichas unidades, de las que en AGUILÓ (coord., 1998) se puede encontrar una síntesis de modelos tales como el del CSIRO australiano, el Canada Land Inventory, el ITC holandés o, en España, el de COPLACO, con las que denomina *Unidades Ambientales*.

Para el presente trabajo se han definido las unidades expuestas en la Fig. 11.7 y caracterizadas en la Tabla 11.1 en función esencialmente de la **morfoestructura**, ya que existe en general el acuerdo de que a estas escalas amplias, de ámbito regional, son la litología y la estructura los factores preponderantes (*cf.* los *Land Systems* del Canada Land Inventory o del CSIRO, o los *Makrorelief Rayons* utilizados en la antigua Alemania oriental). Morfoestructura que encuentra a su vez correlación con la vegetación y el uso del suelo predominante, o con la presencia de determinados procesos de erosión cuyas formas resultantes como cárcavas y torrenteras serán observables a macroescala, y que se compararán posteriormente con las tasas de erosión específicas calculadas según el modelo.

Tabla 11.1. Unidades morfoestructurales definidas y sus principales características.

UNIDAD MORFO-ESTRUCTURAL	LITOLOGÍA	ESTRUCTURA	CRONOLOGÍA	ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS	VEGETACIÓN Y USOS	SUELOS	FORMAS DE EROSIÓN
CAMPIÑA BAJA DEL RÍO DUERO (Velamazán-Gormaz)	Arenas y arcillas con cantos en el sustrato. Gravitas en terrazas	Horizontal	Neógeno y Cuaternario	Valles e interfluvios alomados. Terrazas fluviales	Secanos. Regadíos en vegas. Masas de pinar	Fluvisol. Cambisol calcáreo	En escarpes de terraza y páramo. Laminar en cultivos
CAMPIÑA ALTA DEL DUERO (Pinares de Almazán)	Gravitas y arenas (en sustrato y terrazas)	Horizontal	Cuaternario. Sustrato terciario	Terrazas fluviales. Escarpes de incisión fluvial	Pinares de Almazán. Áreas de roble y mixto roble-pinar	Cambisol distrito y eútrico	Cárcavas y torrenteras por encajamiento fluvial
VALLES E INTERFLUVIOS DE LOS RÍOS AVIÓN Y UCERO (Tierra del Burgo)	Alternancia de conglomerados y niveles arenos – arcillosos. Gravitas en terrazas	Horizontal	Neógeno y Cuaternario	Valles e interfluvios escarpados	Matorral. Forestal. Cultivos en vegas	Cambisol distrito	Cabeceras de acaravamiento en escarpes de encajamiento fluvial
CALIZAS DE LOS PÁRAMOS (Altos de Bordecorex y Quintanas Rubias)	Calizas lacustres. Intercalaciones arcillosas y margosas	Horizontal fracturada (diacíasas)	Neógeno	Parameras. Cañones fluviales. Escarpes erosivos y fondos de valle	Matorral generalizado Secano (cereal). Encinar	Cambisol calcáreo. Regosol calcáreo	Litologías duras: caída de bloques. Acaravamientos en arcillas
RAMPAS EN CONGLOMERADOS CALCÁREOS (Caracena, Caltojar, La Muela, Sª Pela)	Conglomerados calcáreos cementados. Areniscas y arcillas. Calizas	Subhorizontal fracturada (diacíasas)	Neógeno	Idem anterior	Idem anterior	Rendsina, cambisol calcáreo	Escasa. En algún escape con litologías arenos- arcillosas
LLANURAS BAJAS ALOMADAS EN TERCARIO PLEGADO (Campo de Gómara y Campiña de Quintana Redonda)	Areniscas y arcillas con intercalaciones de conglomerados y calizas	Plegada y fracturada	Paleógeno	Valles e interfluvios suaves. Formas estructurales: cuestras, hog-backs, monts. Glacis	Secano en Gómara (sector oriental). Matorral y secano en Quintana Redonda (sector occidental)	Cambisol calcáreo	En escarpes de encajamiento fluvial y relieves estructurales
RAMPA DE SORIA (Falla de Soria y cuenca de Numancia-Tartajo)	Calizas, conglomerados, areniscas y arcillas	Muy plegada y fracturada	Jurásico - Cuaternario	Formas estructurales: Sierras, cuestras Formas erosivas: rampas, glacis. Fondos de valle	Matorral – forestal (encina y roble). Cultivos en las vegas	Cambisol y rendsina	No. Los relieves y escarpes más fuertes están en litologías duras
CUENCA DE CAMEROS (Depresión de la Cueva del Pozo)	Areniscas y conglomerados	Plegada y fracturada	Jurásico superior – Cretácico inferior	Formas estructurales: Cuestras, hog-backs Fondos de valle	Pastizal- forestal (pino, roble)	Cambisol distrito	Fuerte en escarpes estructurales y fluviales
MESOZOICO PLEGADO (Sierra de Cabrejas y montaña meridional)	Calizas y margas marinas	Plegada y fracturada	Jurásico y Cretácico	Superficies planas. Cañones. Depresiones kársticas	Matorral. Forestal: encina, roble, sabina	Rendsina	Escasa. En escarpes de tramos margosos o arenosos
TRIÁSICO (Depresiones de Tiernes, Miedes y Alto Henares)	Areniscas y arcillas yesíferas	Plegada	Triásico	Formas estructurales. Fondos de valle y polje	Matorral. Cultivos en áreas arcillosas	Ranker y vertisol	En frentes de cuesta. En escarpes de arcillas yesíferas

Y aunque existen algunos procedimientos automáticos y algoritmos de síntesis y generalización cartográfica que facilitan ciertas tareas (GONZÁLEZ FERNÁNDEZ, 2001), el proceso se ha realizado manualmente. Ello se ha debido a que la complejidad y subjetividad de las unidades agrupadas exigía una alta proporción de experiencia y conocimiento del área y

sus características físicas. Más exactamente, se ha realizado una **generalización gráfica** de componentes geométricos (agrupación y eliminación de polígonos, suavizado de límites), en gran medida automática, y una **generalización conceptual**, o de atributos, asignados de manera puramente manual.

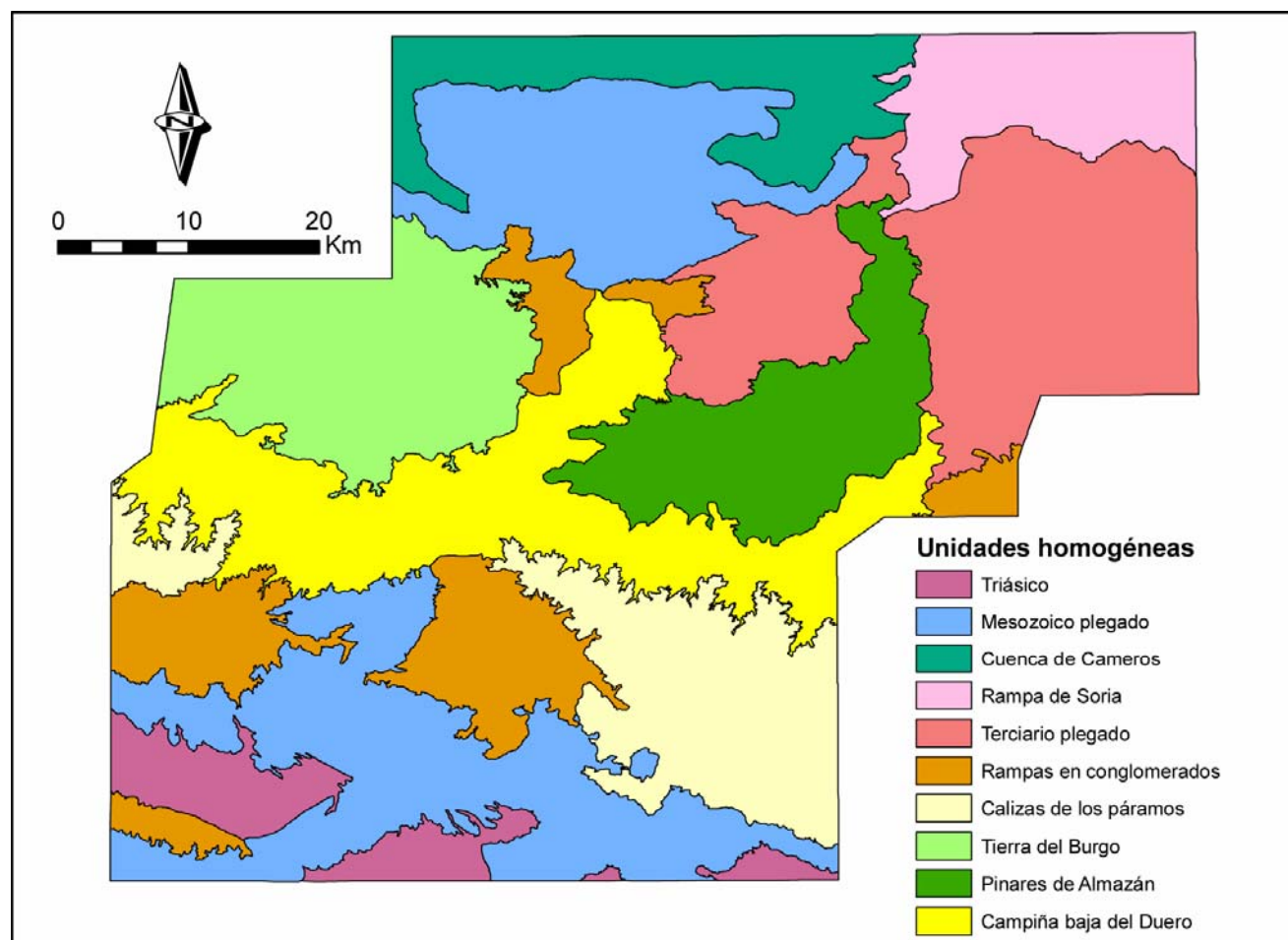


Fig. 11.7. Unidades morfoestructurales homogéneas definidas en el área de estudio.

11.3. ANÁLISIS DE LOS FACTORES

11.3.1. Erosividad de la lluvia.

Es bien conocido, como ya se comentó, que la erosión hídrica se produce por dos efectos combinados de la precipitación (Fig. 11.5): el impacto sobre el suelo de las gotas de lluvia (salpicadura) y la escorrentía superficial de tipo laminar o en regueros (HUDSON, 1982).

El efecto de la **salpicadura directa** de la lluvia viene determinado (PORTA *et al.*, 1999) por su energía cinética (E), función ante todo del tamaño o masa de las gotas (m) y su velocidad de impacto (V_c), según la siguiente relación:

$$E = 1/2 m \cdot V_c^2$$

Estos parámetros requieren de una información de difícil disponibilidad, por lo que se recurre habitualmente a su cálculo mediante relaciones empíricas entre la energía cinética y la intensidad de la lluvia: a grandes rasgos, la intensidad y el tamaño de las gotas son inversamente proporcionales. Y aunque puede ser tremendamente variable, el valor a partir del cual una lluvia empieza a ser erosiva se ha fijado por diversos autores entre 30 y 50 mm/h.

Otros factores que influyen en la acción de la salpicadura son por ejemplo: La *cubierta vegetal*, que en el caso de ser suficientemente tupida puede anular por completo su efecto (GONZÁLEZ HIDALGO, 1992). Las *pendientes* fuertes, por el contrario, hacen aumentar el efecto de impacto, aumentado aún más en campos de cultivo cuando existe una fina lámina de agua en la superficie del suelo (USÓN y RAMOS, 2001).

La escorrentía se produce cuando la intensidad de la lluvia sobrepasa la velocidad de infiltración, fenómeno que comienza con posterioridad al inicio de la tormenta y que suele prolongarse acabada ésta. El caudal de escorrentía (HUDSON, 1982; PORTA *et al.*, 1999) es función de la intensidad de la lluvia.

La velocidad de infiltración depende a su vez de las *características del suelo*, en especial de su permeabilidad y su humedad antecedente. Así por ejemplo, CARSON y KIRKBY (1972, p. 64) señalan los altos volúmenes de escorrentía en áreas semiáridas como atribuibles a unos suelos sin profundidad suficiente para absorber toda la lluvia que les cae. Asimismo, la escorrentía comenzará antes cuanto más cerca se hallen los poros del suelo de su capacidad de almacenamiento.

En cuanto a la *cubierta del suelo*, la vegetación actúa disminuyendo la escorrentía, mientras que la pedregosidad o el encostramiento superficial contribuyen a aumentarla (PUIG-DEFÁBREGAS *et al.*, 1992).

La *topografía* es también un factor muy influyente: las altas pendientes provocan una escorrentía más rápida y las mayores longitudes de ladera, una mayor acumulación al pie. Incluso su orientación: LIMA *et al.* (2002) exponen que existen diferencias significativas en la velocidad de la escorrentía asociada a lluvias idénticas, mucho mayor si la tormenta incide en sentido descendente a la ladera que si lo hace en perpendicular o ascendente.

En la Fig. 11.8 se presenta un mapa de la escorrentía superficial en el área, extraída del mapa de España de HERAS RODRÍGUEZ (1972).

11.3.1.1. Intensidad, duración y cantidad de precipitación.

A la hora de ponderar las relaciones existentes entre cantidad de precipitación y cantidad de erosión, hay dos corrientes fundamentales (RENARD *et al.*, 1997): la primera indica que la mayor parte de la erosión se produce en tormentas de corta duración aunque especialmente intensas, mientras que la segunda considera muy importantes también los efectos acumulativos de repetidas tormentas de intensidad moderada.

HUDSON (1982) estima que dependerá del lugar considerado: en Norteamérica, y en general en latitudes templadas, donde la desviación típica de las precipitaciones medias anuales ronda apenas el 10–20% (CRITCHLEY y SIEGERT, 1991), la mayor parte de los daños de erosión se causa en tormentas de no gran intensidad aunque frecuentes; mientras que en el área tropical y subtropical más de la mitad de la erosión se puede deber a una o dos de las tormentas más intensas del año, que se pueden llegar a concentrar en apenas diez minutos.

En condiciones semiáridas se consideran más importantes las tormentas violentas y su distribución estacional, aunque la cantidad caída sea escasa (DOUGLAS, 1976).

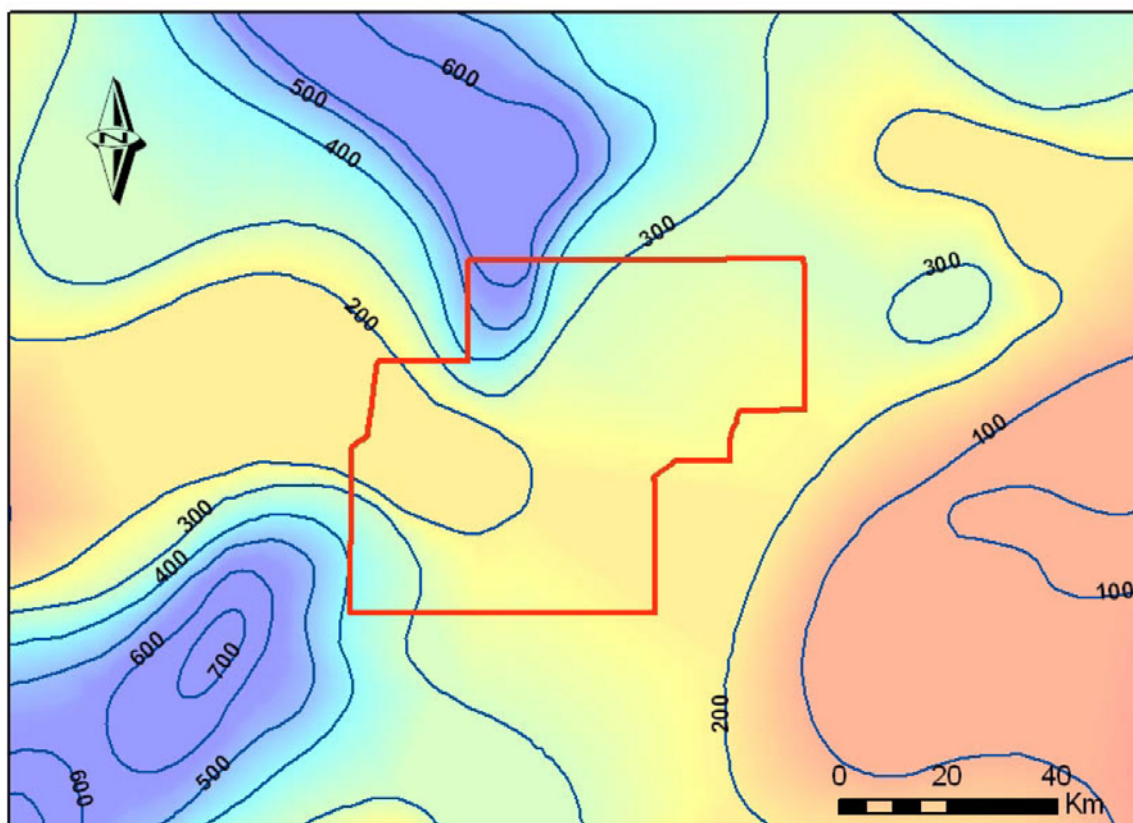


Fig. 11.8. Escorrentía superficial en mm anuales en la región de estudio (extraído de HERAS RODRÍGUEZ, 1972).

En estos lugares además la precipitación consiste fundamentalmente en mecanismos convectivos que dan lugar a fenómenos tormentosos de corta duración, concentrados en determinadas épocas del año (otoño o primavera), de relativa alta intensidad y limitada extensión superficial (STARKEL, 1976; CRITCHLEY y SIEGERT, 1991), en especial en zonas de orografía contrastada; aunque también se experimentan lluvias de tipo frontal, de baja intensidad y mayor duración, especialmente durante el invierno, de modo que en conjunto pueden llegar a significar la mayor parte de la lluvia anual aun siendo mucho menos erosiva.

En áreas mediterráneas se señala la concentración de la lluvia en un número reducido de eventos como la causa principal de la erosión, y se considera a ésta un fenómeno extremadamente variable en el tiempo: una gran parte de eventos lluviosos, de baja intensidad y volumen, no producen escorrentía ni erosión; otros producen efectos escasamente significativos y muy pocos son los determinantes al movilizar

la mayor parte del material en apenas unos minutos. Esto se encuentra bien documentado en entornos muy diferentes: desde el Levante peninsular (PUIGDEFÁBREGAS *et al.*, 1992; CERDÀ, 2001) al interior (ALBA *et al.*, 1998).

La situación de Soria, en ese límite entre el mundo semiárido mediterráneo y el húmedo de influencia oceánica, le confiere unas características intermedias y de matices continentales, como se explicó en el apartado 1.4: lluvias repartidas casi igualmente entre otoño, invierno y primavera, con predominio de las invernales (“atlánticas”) en la montaña húmeda septentrional y de las primaverales en la llanura central y la montaña meridional. Estas lluvias de primavera, y especialmente las de invierno, como señala ROOSE (2002), se producen cuando los cultivos de cereal, tan extendidos en la región, no protegen el suelo.

En un área del Prepirineo catalán con el que se podría asumir cierta analogía, GALLART *et al.* (2002) observan un comportamiento esta-

cional bien diferenciado: Durante la estación seca (verano), los procesos generadores de escorrentía son similares a los de ambientes semiáridos, dominados por la intensidad de las precipitaciones. Durante la estación húmeda (final de otoño-invierno), los procesos son similares a los de ambientes templado-húmedos, dominados por las condiciones antecedentes de humedad edáfica. En los períodos de transición se producen mecanismos intermedios.

11.3.1.2. El factor R de la RUSLE.

El factor R de erosividad de la lluvia y la escorrentía (*rainfall and runoff factor*) cuantifica el efecto del impacto de la gota de lluvia y la tasa de escorrentía asociada a las precipitaciones (RENARD *et al.*, 1997).

Su fundamento teórico reside en que la erosividad de la lluvia aumenta con su intensidad. Ya se ha dicho que el efecto de la salpicadura viene dado por su energía cinética; no obstante, una lluvia suave y persistente puede sumar la misma energía total que un chaparrón corto y más intenso, por lo que dicha energía por sí misma puede no ser un buen indicador del poder erosivo de una tormenta y su escorrentía generada (NRCS, 2001). Sin embargo, cuando dicha energía se combina con el valor de la intensidad, se halla un buen indicador para predecir la erosividad de la lluvia.

Entre todas sus posibles formas de expresión, los autores que desarrollaron la USLE-RUSLE (WISCHMEIER y SMITH, 1978; RENARD *et al.*, 1997) determinaron que las pérdidas de suelo, cuando el resto de parámetros son constantes, resultan directamente proporcionales a un parámetro de la precipitación: la energía total de la tormenta máxima caída en un período de 30 minutos (energía de la intensidad máxima de lluvia en 30 minutos, EI_{30}), obtenida de las series pluviográficas. Este factor se calcularía:

$$R = \left(\sum_{i=1}^j EI_{30} \right)_i / N$$

Expresado en Megajulios \cdot mm \cdot ha⁻¹ \cdot h⁻¹ año⁻¹,

donde $(EI_{30})_i$ es el EI_{30} de la tormenta i (en Megajulios \cdot mm \cdot ha⁻¹ \cdot h⁻¹), y j el número de tormentas en un período de N años.

Este índice, de amplio uso en todo el mundo, presenta múltiples deficiencias, cuyo análisis requeriría de un trabajo específico. A modo de ejemplo, entre ellas se ha señalado el no considerar en principio las precipitaciones horizontales en áreas montañosas (BERGSMA, 1981), la escorrentía debida al deshielo o el riego, o las precipitaciones sobre suelo helado o superficies planas previamente encharcadas; aunque se han desarrollado métodos para su ponderación (RENARD *et al.*, 1997).

Tampoco se considera un factor apropiado en determinados ambientes climáticos, como en los áridos (DOUGLAS, 1976), donde muchas tormentas no llegan a durar 30 minutos y por tanto se calcularían unos resultados erróneos. Además, el factor no tiene en cuenta la distribución estacional en los máximos de precipitación, por lo que un mismo valor puede representar modelos de lluvia diametralmente distintos (PORTA *et al.*, 1999).

Otro aspecto que se podría considerar es que, aunque el factor R se asume independiente de la topografía, la erosión por salpicadura es menor en bajas pendientes por amortiguarse en superficies encharcadas; encharcamiento que a su vez aumenta con el volumen e intensidad de la lluvia. También para ello se han propuesto ajustes (RENARD *et al.*, 1997).

Por otro lado, como el cálculo de este factor requiere de series de pluviógrafos distribuidos convenientemente y con la suficiente precisión, circunstancia que se da en muy pocos lugares, se ha desarrollado una serie de correlaciones estadísticas con datos pluviométricos de mucha mayor disponibilidad (BERGSMA, 1981; GABRIELS, 2002): intensidades o lluvias medias o máximas diarias, mensuales o anuales, correlaciones con otros índices climáticos como el de Fournier, etc. Y se han confeccionado así mapas de isolíneas del valor de

R para multitud de países, que son en definitiva los datos que se suelen utilizar en casi todos los trabajos. En el caso de España, existe el mapa elaborado por ICONA (1988) a escala 1:1.000.000, a partir de distintas relaciones. Para el caso de ambas mesetas, la vertiente cantábrica y el Levante interior, la relación encontrada ha sido la siguiente:

$$R = e^{-0,834} (\text{PMEX})^{1,314} (\text{MR})^{-0,388} (\text{F24})^{0,563}$$

Con un coeficiente de correlación $r = 0,9763$

Siendo:

PMEX: Valor medio de las series anuales de lluvias mensuales máximas (lluvias del mes de mayor precipitación del año).

MR: Precipitación media del período octubre–mayo.

F24: Factor de concentración de la máxima lluvia diaria, que se calcula:

$$\text{F24} = d^2 / D$$

Donde d es la precipitación del día de mayor precipitación del año y D la suma de las máximas en 24 horas de cada mes del año.

El área comprendida en el presente estudio presenta unos valores bastante homogéneos, y se recoge en la Fig. 11.9. En ella, los mayores valores (100) se dan en las áreas montañosas periféricas y los mínimos en la campiña del Duero y muy en especial en la del Jalón, recogida por debajo de la isolínea de 50. En cuanto a los valores estacionales, en ICONA (1988) se señala que primavera-verano, en concreto el período mayo-agosto concentra aproximadamente el 50% del valor de R (esto es, las tormentas más erosivas), mientras que el resto del año la intensidad es relativamente constante.

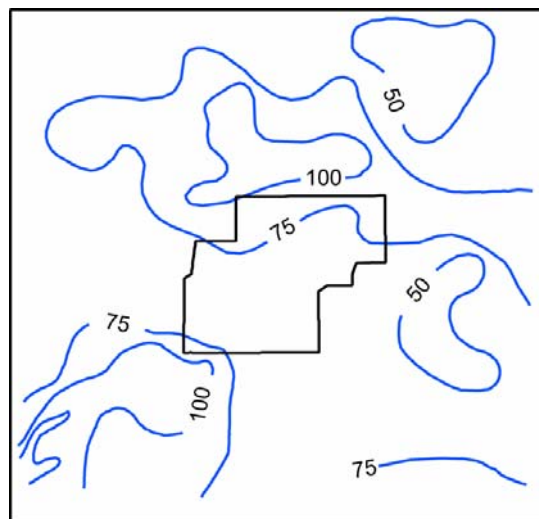
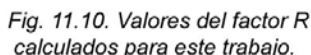


Fig. 11.9. Valores del factor R en la región, según ICONA (1988).

No obstante, y con la misma fórmula, se han estimado dichos valores con los datos pluviométricos disponibles tratados mediante hoja de cálculo para así elaborar un mapa más detallado y acorde con la escala de trabajo (Fig. 11.10), que será el que se emplee aquí en nuestros procesos de análisis. Se puede observar una cierta analogía con el mapa de isoyetas anuales (ver Fig. 1.5a); los máximos superiores a 100 se concentran en la montaña meridional, en concreto en la zona de la sierra de Pela, y un máximo secundario ocupa aproximadamente la mitad N y E de la región.

Los mínimos se dan en las depresiones (Almazán y Numancia), así como en las parameras del borde S (Altos de Barahona y Rampas), con un mínimo absoluto de unos 50 en la Tierra del Burgo y San Esteban de Gormaz, así como siguiendo la cuenca del río Escalote. Precisamente en esta última zona hace notar GARRIDO (1996) el contraste de los valores bajos de R con los evidentes procesos de erosión observados, en lo que según este autor tendría enorme importancia la sucesión de fenómenos tormentosos estivales, sobre un área de escasa vegetación.



cial en las partes alta y media de la ladera, propensas a la erosión, el transporte y el lavado superficial. Incluso la orientación tiene su influencia, puesto que las diferencias microclimáticas suelen hacer que las umbrías presenten mayores contenidos de materia orgánica (y mayor estabilidad edáfica) que las solanas (ESPEJO, 1997).

La materia mineral del suelo y la litología del sustrato, con sus particulares características, puede influir también en diferentes aspectos. Así por ejemplo, ROOSE (2002) muestra que las litologías más resistentes suelen presentar las mayores pendientes, densidades de vegetación y menor tasa de transporte de sedimentos; mientras que arcillas y margas, con paisajes relativamente suaves, suelen estar puestas en cultivo, mostrando por ello una escasa cobertura vegetal y una mayor movilización de material; además, son más susceptibles al encostramiento superficial (YASSOUGLOU, 2002). Por otro lado, los suelos arcillosos tienen mayores contenidos en materia orgánica que los arenosos, que por su parte presentan alta permeabilidad. Además, la propia mineralogía de arcillas también puede ser determinante; así, los suelos esmectíticos presentan una tendencia a la fragmentación de agregados por expansión-retracción (PORTA *et al.*, 1999). Los suelos del área estudiada se han generado a partir de material parental diverso, que imprimirá a su vez unas características químicas y estructurales determinadas.

La materia orgánica (MO) forma agregados organo-minerales, que incrementan la estabilidad estructural del suelo. A su vez, los procesos que determinan el contenido en materia orgánica del suelo están fuertemente influidos por el clima. Por ejemplo, en sistemas mediterráneos hay una mayor producción de materia orgánica que en los atlánticos, pero las tasas de descomposición son aún más rápidas en los primeros, de modo que su contenido en los suelos es menor (VALLEJO *et al.*, 2005b). El descenso del contenido de MO de los suelos mediterráneos por degradación es un problema preocupante, al contribuir a una mayor tasa de erosión, lo que dificulta a su vez el establecimiento de cubierta vegetal y de ahí la incorpo-

ración de más MO (CRESCIMANNO *et al.*, 2004).

La actividad biológica, principalmente mesofaunal (hormigas y lombrices), conlleva la homogeneización de los horizontes por mezcla de la fracción mineral con la orgánica, creando una estructura granular estable y aportando bastante porosidad y capacidad de drenaje.

11.3.2.2. El factor *K* de la RUSLE.

El **factor K de erosionabilidad** trata de cuantificar el grado de pérdida de suelo por la acción erosiva de la lluvia y la escorrentía, esto es, la cantidad de suelo movilizad por unidad de energía externa aplicada, expresada como una media a largo plazo (RENARD *et al.*, 1997).

Esta respuesta edáfica se indica en el factor K como la tasa de pérdida de suelo por unidad de índice de erosividad de la lluvia, medida en la parcela patrón de 22,1 m de longitud y 9% de pendiente en condiciones de barbecho continuo durante al menos 2 años y laboreo a favor de la pendiente (WISCHMEIER y SMITH, 1978). Se busca así ponderar el efecto en la erosión de las propiedades físicas y químicas del suelo: infiltración, permeabilidad, capacidad de retención de agua, resistencia a la dispersión, aplastamiento, abrasión y fuerzas de transporte.

Entre las características edáficas más significativas para la determinación de la erosionabilidad de un suelo, el modelo USLE-RUSLE considera las siguientes:

Granulometría: Generalmente los suelos presentan menos erosionabilidad cuanto menor sea la fracción limo + arena muy fina, independientemente de si el consiguiente incremento se presenta en la fracción arcilla (de gran cohesión) o arena (de alta permeabilidad).

Materia orgánica: Los suelos con mayor contenido en MO presentan mayor resistencia a la disgregación por formación de agregados organo-minerales, con aumento de la permea-

bilidad y la cohesión. Ya se ha comentado la importancia de mantener los contenidos de MO en suelos mediterráneos. En Soria, la mayoría de los perfiles recopilados muestran contenidos bajos, que en el caso de los cultivados y arenosos, salvo enmiendas, tienden a ser muy bajos.

Permeabilidad: La capacidad y velocidad de absorción de agua dependerá también de la textura del suelo y de su contenido de humedad previo a una tormenta. La capacidad inicial suele ser alta y va disminuyendo en el tiempo según continúa el aguacero, hasta que llega a un valor constante cuando el suelo se satura (CRITCHLEY y SIEGERT, 1991). Por otro lado, con lluvias intensas de elevada energía cinética sobre suelos secos, como las propias de ambientes mediterráneos, se produce la desestabilización, ruptura y dispersión de agregados por compresión del aire en los poros, debido a la infiltración rápida del agua (SAUERBORN *et al.*, 1999). De este modo, los finos taponan los poros más gruesos y se forma una cubierta superficial, fina pero compacta, que reduce enormemente su capacidad de infiltración. Este fenómeno, denominado *soil sealing* (“sellado” del suelo), explica en gran parte la elevada escorrentía superficial en áreas tendentes a la aridez con lluvias de corta duración. Los suelos con mayor contenido en arcilla o limo son los más susceptibles de sufrir este fenómeno, mientras que en los arenosos este efecto es muy pequeño.

Entre los grandes grupos de suelos (ROOSE, 2002), los regosoles, suelos rojos, pardos calcáreos, rendzinas y vérticos, que comprenden la mayor parte de las vertientes en el área de estudio, presentan generalmente buena estructura, agregados, son ricos en arcilla, calcáreos o con hierro libre, pedregosos, permeables y resistentes al impacto de la gota de lluvia; aunque no son tan resistentes a la formación de regueros. Por su parte, YASSOUGLOU (2002) propone una ordenación de los suelos de características líticas de mayor a menor erosionabilidad. Se tienen así los Xerosoles, Litosoles calcáricos, Litosoles eútricos, Regosoles calcáricos, Cambisoles calcáricos y

Cambisoles eútricos (compárese con el mapa de suelos de la Fig. 1.11).

En la provincia de Soria, THORNES (1976) señala a grandes rasgos dos grandes grupos de litologías en función de su comportamiento ante la erosión: Por un lado, los terciarios detríticos y margosos, cuya tasa de erosión viene marcada por la capacidad del agente erosivo. Y por otro, las calizas mesozoicas y terciarias, así como las areniscas del Weald, que se erosionarán en función de sus tasas de meteorización. También menciona la propensión al encostramiento, que adquiere cierta importancia en los conglomerados calcáreos de la Rampa de Soria.

En el área occidental de la provincia, GARRIDO (1996) distingue cuatro clases de suelos en función de la estabilidad de sus agregados, lo que relaciona en gran medida con el contenido en materia orgánica, la capacidad de cambio total y en menor medida el contenido en arcilla. Los suelos más estables estructuralmente serían los leptosoles, en especial los réndricos sobre cretácico carbonático (*terras rossas* arcillosas) y pobres en arenas. Estabilidad intermedia en los cambisoles, luvisoles, fluvisoles y phaenozem de diversos tipos, con alto contenido en limo. Y los suelos de menor estabilidad estructural serían los arenosoles y regosoles, arenosos, con bajo contenido de materia orgánica y baja capacidad de cambio. No obstante, este criterio de estabilidad estructural no es el único tenido en cuenta a la hora de determinar la erosionabilidad, ya que por ejemplo otro parámetro quizá de mayor influencia como es la permeabilidad hace que en conjunto los suelos profundos sobre arenas sean poco erosionables.

Utilizando el concepto del factor K de la RUSLE aunque modificado ante la falta de datos, LÓPEZ CADENAS *et al.* (1990) clasifican la erosionabilidad de los suelos de la zona en varios grupos en función del sustrato litológico, que de menor a mayor serían:

- Depósitos modernos, aluviales, coluviales, detríticos, dunas...

- Rocas sedimentarias blandas (margas, yesos, arcosas, etc.).
- Rocas sedimentarias consolidadas en alternancia con sedimentos poco formados.
- Rocas sedimentarias duras (calizas, dolomías, etc.).

11.3.2.3. Cálculo del factor K.

La forma original y más fiable de cálculo es mediante medida directa en parcelas, para expresar un valor medio anual a partir de medidas quincenales (24 anuales), y computar así las variaciones estacionales debidas a cambios de humedad del suelo, efecto del hielo-deshielo, etc. Sin embargo, este método es muy costoso y se necesitarían del orden de 20–22 años de medidas para obtener resultados fiables (RENARD *et al.*, 1997). Por ello, se han desarrollado a partir de múltiples estudios una serie de algoritmos empíricos y nomogramas, como el original USLE–RUSLE (Fig.

11.11), que comprende cinco parámetros del suelo:

- Porcentaje modificado de finos, (limo+arena muy fina), (0,002-0,1 mm).
- Porcentaje modificado de arena (0,1-2mm).
- Porcentaje de materia orgánica.
- Clase de estructura del suelo, según una serie de clases propuestas.
- Clase de permeabilidad, según una serie de clases propuestas.

$$100 K = 2,1 M^{1,14} (10^{-4}) (12-a) + 3,25 (b-2) + 2,5 (c-3)$$

Donde:

M = (% limo + arena muy fina) · (100 - % arcilla)

a = % de materia orgánica

b = código de estructura

c = clase de permeabilidad

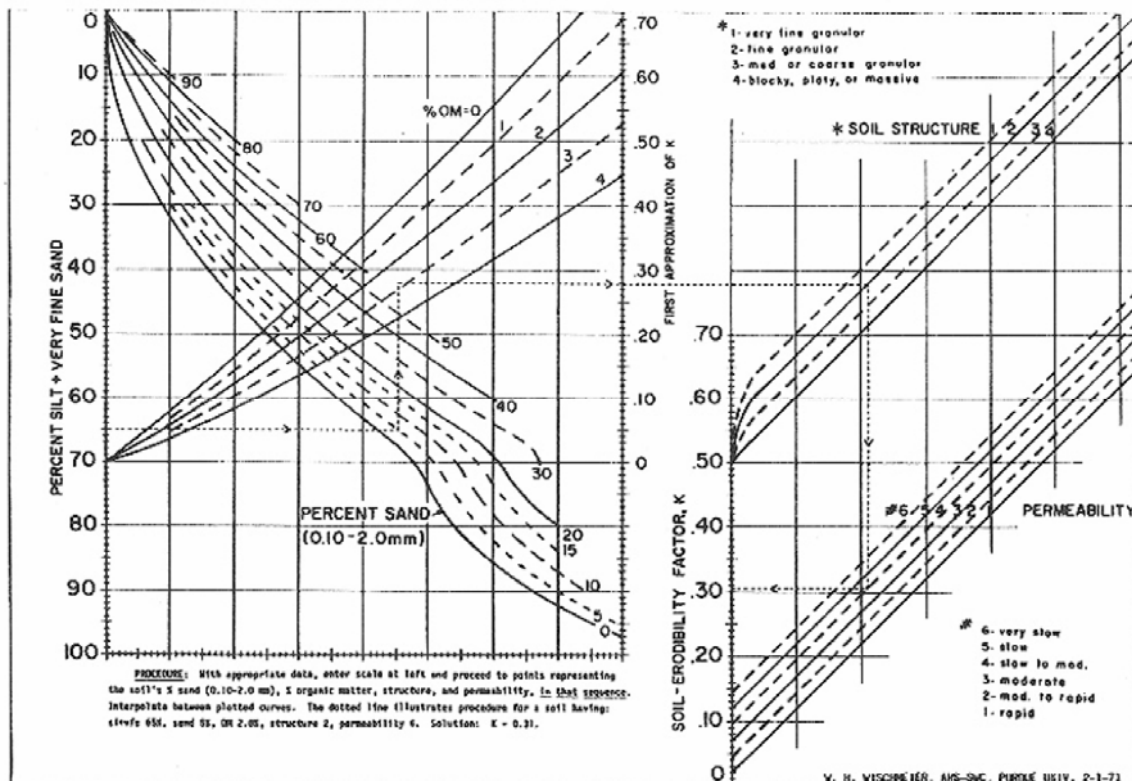


Fig. 11.11. Nomograma original USLE de cálculo del factor K (Wischmeier y Smith, 1978).

El código b de estructura podrá tener los siguientes valores:

- 1- Granular muy fina.
- 2- Granular fina.
- 3- Granular media o gruesa.
- 4- En bloques, láminas o masiva.

El código c de clases de permeabilidad se calcula en función de la textura:

- 1- Arenosa.
- 2- Arenosa franca o Franco-arenosa.
- 3- Franca o Franco-limosa.
- 4- Franca arcillo-arenosa o Franco-arcillosa.
- 5- Franca arcillo-limosa o Arcillosa-arenosa.
- 6- Arcillosa-limosa o Arcillosa.

El resultado original se calcula en unidades imperiales, que multiplicado por 0,1317 se transforman a S.I. en $Tm\ ha\ h\ ha^{-1}\ MJ^{-1}\ mm^{-1}$.

Los datos de cálculo se refieren al *epipedi*ón (25–30 cm superficiales del suelo), excepto el de permeabilidad, que se refiere a todo el perfil.

La fracción de arena muy fina se comporta en los procesos de erosión de modo similar a la fracción limo, por lo que en la RUSLE se computan juntas. Los fragmentos rocosos no se computan aquí, sino con el factor **C** de tipo de cubierta del suelo (RÖMKENS, 1984).

La fórmula y el nomograma expuestos se aceptan como válidos para suelos de latitudes templadas, de texturas medias (con % de limo inferior al 70%) y escaso grado de agregación. Hay desarrollados otros métodos específicos para suelos sobre material volcánico, esmectíticos, o simplificaciones como la de TORRI *et al.* (1997), que proponen aplicable a todo el mundo y que calcula la **K** a partir únicamente del contenido de arcilla, el tamaño medio de las partículas y el contenido de materia orgánica.

Finalmente, para algunos países como Estados Unidos o Bélgica o en los mapas de estados erosivos por cuencas hidrográficas españolas, se han confeccionado cartografías con valores del factor **K**, que suelen adolecer

de simplificaciones excesivas y escalas muy generales.

Para fijar el valor **K** de los suelos del área de estudio se ha recurrido al cálculo automático mediante un sencillo programa informático (RUSLE2⁴), que aplica los algoritmos originales de la RUSLE a partir de los datos introducidos de contenido de materia orgánica, arcilla, etc. Dichos resultados se han comparado en la medida de lo posible con los obtenidos mediante el nomograma, aplicable tan sólo cuando los contenidos en materia orgánica no superan el 4%, y de resultados gráficos mucho menos precisos. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 11.2. Los valores tomados finalmente son los obtenidos numéricamente mediante el algoritmo, de los cuales se ha hallado la media en caso de haberse calculado más de un valor. Su correspondiente expresión cartográfica se recoge en la Fig. 11.12.

La inexistencia en el área de un mapa de suelos con la precisión y escala adecuadas, así como el hecho de que en muchas ocasiones los valores de este factor **K** sean en cierto modo independientes de los tipos de suelos que se distinguen en las clasificaciones habituales, donde se tiene en cuenta la totalidad del perfil y no sólo unas pocas características del *epipedi*ón, ha hecho necesaria la asignación de los valores a distintos elementos geomorfológicos basada aunque de manera no estricta en las unidades morfoestructurales homogéneas definidas anteriormente (Fig. 11.7): calizas de los páramos, mesozoico plegado, rampas en conglomerados, terrazas, etc. En cada una de ellas se ha realizado un muestreo y una caracterización en campo, mientras que los análisis texturales y de contenido de MO se han realizado en laboratorio. Los texturales se han realizado en el laboratorio del Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense, mediante análisis mecánico para las fracciones gruesas y la pipeta de Robinson para los finos; mientras que la determinación de la MO se ha llevado a cabo en el laboratorio de química y geoquímica del IGME, mediante valoración

⁴http://fargo.nserl.purdue.edu/rusle2_dataweb/RUSLE2_Index.htm

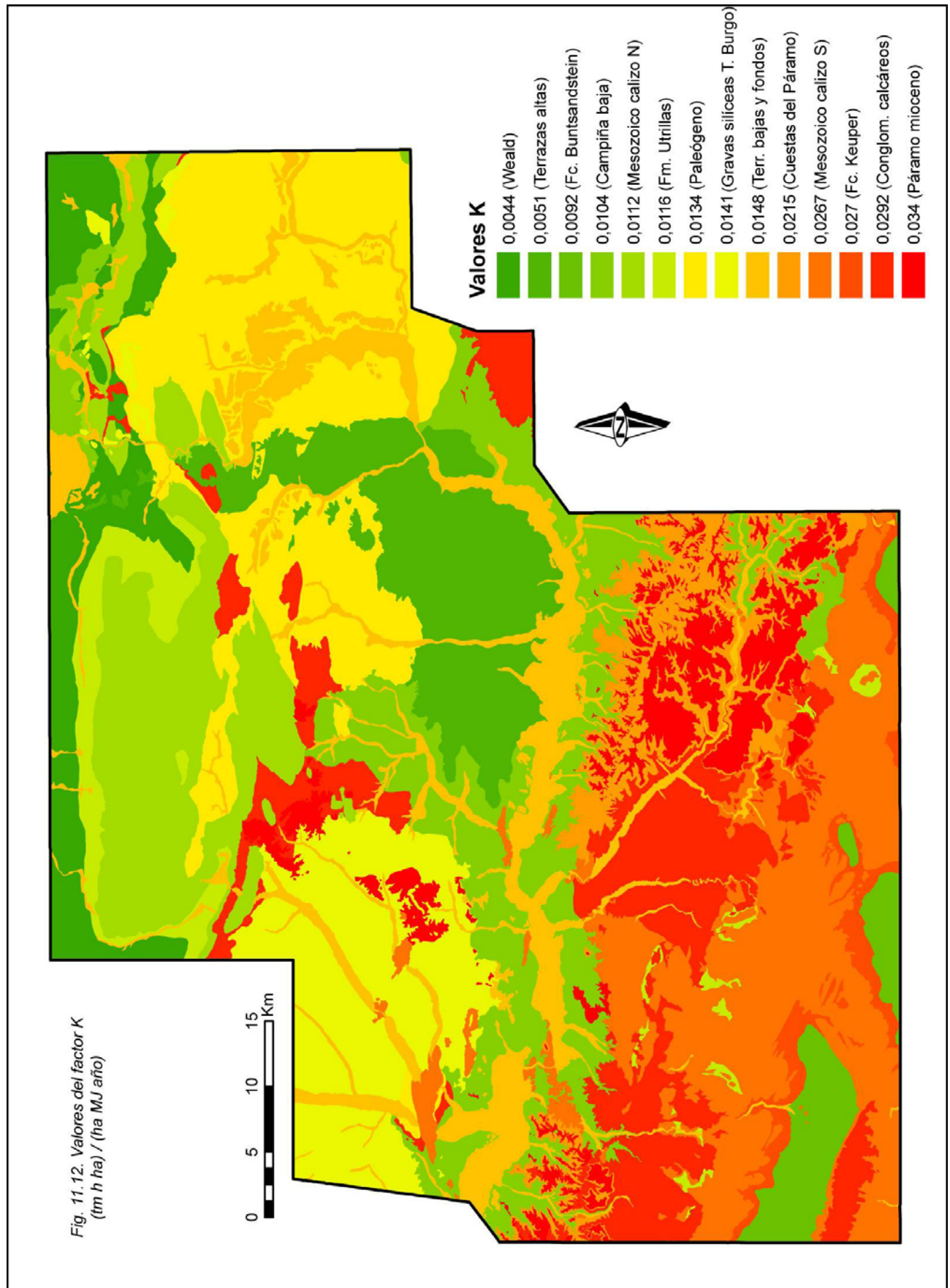
con sulfato ferroso amónico del exceso no consumido de dicromato potásico.

Los valores obtenidos se explican fundamentalmente por el factor de la **permeabilidad** (K más baja cuanto más arenosos y más pobres en finos) y en mucha menor medida por los porcentajes de MO o la estructura, cuyos valores más favorables en los suelos de texturas más finas no llegan a compensar por lo general su baja permeabilidad (altos valores relativos de K). También se presenta cierta correlación entre los valores más bajos de erosionabilidad y las cubiertas vegetales más densas:

Los **valores más bajos** de erosionabilidad (inferiores a $0,010 \text{ tm ha h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$) se observan en los suelos más arenosos (más permeables), que son los formados sobre las areniscas de facies Weald de Cameros, así como sobre las terrazas altas, las cuales, debido a un intenso lavado, han perdido una gran proporción de finos que compensa sus bajos contenidos en materia orgánica. La vegetación en ambos casos es de tipo forestal, de pinar en el primero y mixta pinar-robledal en el segundo. También presentan valores relativamente bajos los suelos sobre las areniscas triásicas del Buntsandstein.

Tabla 11.2. Valores empleados en el cálculo del factor K de la RUSLE y resultados finales.

UNIDAD PRINCIPAL	SUSTRATO	%mod. finos	% arcilla	% mat. orgánica	Estructura (b)	Textura-permeab. (c)	K (fórmula)	K (nomogr.)	Valor K aplicado
TRIÁSICO	Buntsandstein	16,97	5,57	1,96	Granular fina (2)	Arenosa franca (2)	0,0092	0,0066	0,0092
	Keuper	44,26	32,64	3,47	Granular muy fina (1) o en bloques subangulares (4)	Franco-arcillosa (4)	0,0205-0,0335	0,014-0,024	0,0270
CAMEROS Y RAMPA DE SORIA	Areniscas Weald	9,11	8,90	2,65	Granular media-fina (3-2)	Arenosa franca (2)	0,0065-0,0022	-	0,0044
MESOZOICO PLEGADO Y RAMPA DE SORIA	Mesozoico calizo (Sur)	52,62	15,36	5,30	Granular fina (2)	Franco limosa (3)	0,0267	0,0320	0,0267
	Arenas de Utrillas	25,41	18,43	3,05	Granular fina (2)	Franco arenosa (2)	0,0116	0,008	0,0116
	Mesozoico calizo (Norte)	37,35	14,29	7,13	Granular fina a muy fina (2-1)	Franca (2)	0,0133-0,0091	-	0,0112
TERCIARIO PLEGADO	Paleógeno detrítico	11,00	41,70	1,39	Granular fina a media (2-3)	Arcillo-arenosa (5)	0,0112-0,0155	0,017	0,0134
CAMPIÑA BAJA DEL DUERO	Arenas silíceas miocenas	21,73	13,58	4,31	Granular fina a media (2-3)	Franco arenosa (2)	0,0082-0,0125	-	0,0104
TIERRA DEL BURGO	Gravas silíceas	24,19	7,89	2,42	Granular fina (2)	Franco arenosa (2)	0,0141	0,009	0,0141
RAMPAS EN CONGLOM.	Conglom. calcáreos miocenos	42,99	20,27	3,58	Granular media (3)	Franca (3)	0,0292	0,014	0,0292
CALIZAS DE LOS PÁRAMOS	Cuestas del Páramo	50,75	22,45	5,82	Granular fina (2)	Franca (3)	0,0215	-	0,0215
	Páramo mioceno	52,23	31,22	3,91	Granular muy fina (1) y en bloques subangulares (4)	Franca arcillo-limosa (5)	0,0275-0,0404	0,0022-0,0300	0,0340
PINARES DE ALMAZÁN	Terrazas altas y gravas silíceas	6,08	5,27	1,29	Granular media (3)	Arenosa franca (2)	0,0051	0,010	0,0051
TODAS	Terrazas bajas y fondos aluviales	18,49	8,02	1,69	Granular media (3)	Arenosa franca (2)	0,0148	0,021	0,0148



Los **valores medios** (entre 0,010 y 0,020) se dan en suelos de texturas franco arenosas o arenosas francas, correspondientes a los situados sobre detríticos areno-arcillosos de la formación Arenas de Utrillas y los terciarios centrales de cuenca (paleógenos y miocenos), así como las terrazas más bajas (aproximadamente inferiores a +60 m en el Duero) y aluviales actuales, los cuales no han sufrido todavía el grado de lavado de las terrazas más antiguas. También entran en este grupo los suelos situados sobre el Cretácico calizo de Cabrejas (sobre *terras rossas*), que ven compensado su relativamente elevado contenido en limos por los altos porcentajes de materia orgánica vinculada a las arcillas impermeables. La vegetación sobre éstos está formada predominantemente por cultivos (campiñas) y en menor medida matorral y bosques abiertos (montaña).

Finalmente, los **valores más elevados** (entre 0,020 y 0,035) se vinculan a los suelos de texturas más finas, en general generados a partir de arcillas de descalcificación sobre calizas y dolomías mesozoicas y terciarias (tanto sobre las superficies subhorizontales como en los escarpes), así como en las facies Keuper triásicas, que definen en su conjunto el borde montañoso meridional. Estos suelos se caracterizan además por las estructuras granulares más finas e incluso en bloques. La vegetación predominante sobre estos suelos es el matorral y arbolado abierto, aunque los cultivos de secano sobre el mioceno tienen también cierta importancia.

11.3.3. El factor topográfico.

11.3.3.1. Introducción.

La influencia de la topografía en el fenómeno erosivo se puede ponderar a través de al menos cuatro características diferentes de una ladera: su ángulo de pendiente, su longitud y su forma tanto en perfil como en planta (TOY *et al.*, 2002).

En primer lugar, se intuye inmediatamente que a mayor **pendiente**, mayor erosión: la escorrentía será mayor y avanzará con mayor rapidez, y la consiguiente erosión aumentará de forma lineal (HUDSON, 1982; TOY *et al.*, 2002). En una pendiente de gradiente menor, las menores velocidades de flujo tienen un mayor tiempo de concentración (tiempo necesario para que una gota de agua recorra un segmento de ladera dado). Esto supone que el agua está expuesta más tiempo a la infiltración y evaporación (CRITCHLEY y SIEGERT, 1991). Del mismo modo, la capacidad de transporte de sedimento disminuye de manera significativa, en especial para pendientes menores del 2% (RÖMKENS, 1984). ABRÉU (1975) propone los siguientes umbrales en terrenos dedicados al cultivo agrícola:

- Pendiente de inicio de la erosión laminar: 2%.
- Pendiente de producción de la erosión laminar: 5%.
- Pendiente que provoca la formación de cárcavas y arrastres: 18%.

De hecho, como señalan PIMENTEL *et al.* (1995), el problema erosivo en muchas partes del mundo resulta de la roturación de áreas de elevada pendiente por las necesidades de la población, hecho que ocurría también en España hasta mediados del siglo XX. En pastizales, la pendiente límite con tapiz vegetal en buen estado de conservación sería del 25–30 %.

Por encima de unos 35° (70%), CARSON y KIRKBY (1972) describen una disminución del efecto erosivo, en parte por la mayor resistencia de los materiales capaces de sostener tales gradientes (litologías duras), así como por el menor volumen de precipitación por unidad de área en esas pendientes.

La **longitud de la ladera**, aunque resulte menos intuitivo, tiene según la mayoría de los autores (HUDSON, 1982; RÖMKENS, 1984; TOY *et al.*, 2002) una incidencia similar. En una pendiente larga y constante se concentra mucha más escorrentía que en una corta, con aumento de volumen, velocidad y profundi-

dad, aunque de manera no lineal. De hecho, este factor incide mucho menos que el gradiente de pendiente en la erosión. RENARD *et al.* (1994) señalan que para las condiciones habituales de pendiente, un 10% de variación en el factor de longitud de ladera produce apenas un 5% de variación en la tasa calculada de pérdida de suelo por la USLE; frente al 20% que supondría esa misma variación del 10% en su ángulo de inclinación. Incluso algunos, como CRITCHLEY y SIEGERT (1991) proponen justo lo contrario: que la escorrentía disminuye al aumentar la longitud de la pendiente, al necesitar más tiempo de concentración y estar más expuesta a la infiltración y evaporación, de modo que la eficiencia de la escorrentía (volumen de escorrentía por unidad de área) aumentará al disminuir el tamaño de una cuenca.

Todo lo dicho es más o menos evidente para el caso de una ladera de pendiente uniforme. Sin embargo, tomando **perfiles** perpendiculares a las curvas de nivel en pendientes no uniformes, donde el ángulo varía, tendremos (Fig. 11.13):

- **Convexos:** La erosión aumenta con la distancia (y la escorrentía) de manera continua, con la pendiente, y en su conjunto será mayor que en la uniforme.
- **Cóncavos:** La pendiente es mayor en las zonas de menor escorrentía (partes altas), de modo que la erosión total será menor que en una pendiente uniforme. En las partes más bajas y más planas es característica la sedimentación de tipo coluvial.

Lo más habitual, como se vio en el capítulo correspondiente al análisis de las formas de ladera, es una sección con la parte alta convexa y la baja cóncava, que imprimirá al conjunto unas características mixtas de erosión en las partes altas y deposición al pie.

Respecto a la **forma en planta**, existen tres posibilidades:

- **Pendientes uniformes:** La escorrentía fluye según líneas paralelas a lo largo de la ladera,

de modo que hay un incremento uniforme de escorrentía.

- **Pendientes divergentes:** El flujo diverge, de modo que el caudal, junto con la tasa de erosión, tiende a disminuir hacia abajo.
- **Pendientes convergentes:** se da en vaguadas creadas por la incisión, donde la escorrentía aumenta pendiente abajo por concentración del flujo, hasta llegar a discurrir en forma canalizada en un *gully*, barranco o arroyo.

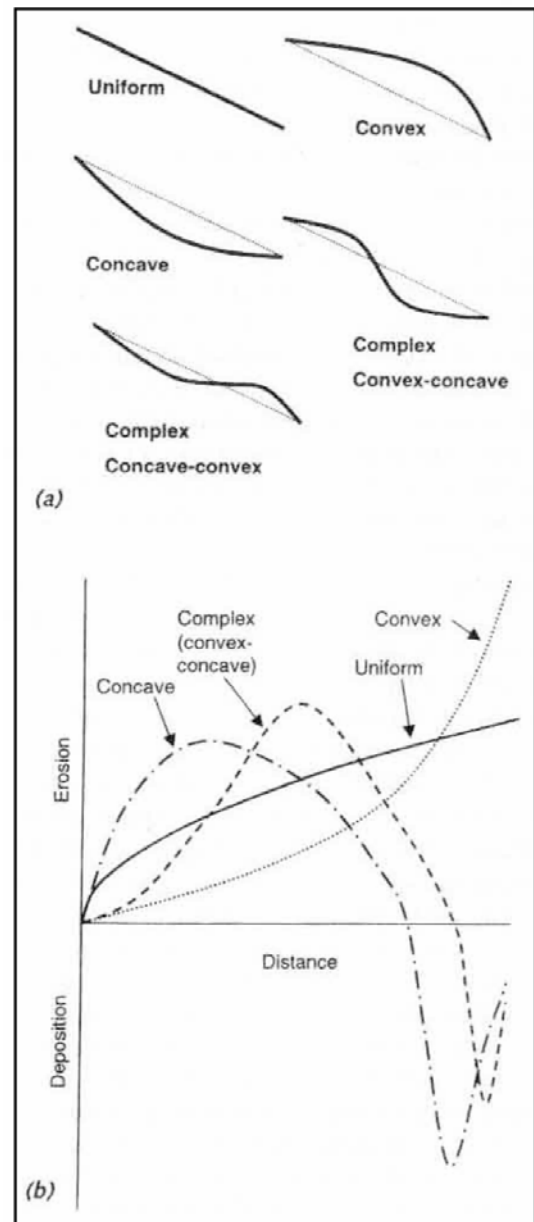


Fig. 11.13. Diferentes formas de ladera (a) y su correspondiente respuesta erosiva-sedimentaria (de TOY *et al.*, 2002).

11.3.3.2. El factor *LS* de la *RUSLE*.

Todos estos condicionantes topográficos en la erosión se ponderan en la *USLE-RUSLE* mediante el factor conjunto **LS** (WISCHMEIER Y SMITH, 1978; RENARD *et al.*, 1997).

L se define como la distancia **horizontal** desde el origen del flujo superficial hasta el punto donde la pendiente disminuye hasta permitir la deposición de material (un 2–5%), o donde la escorrentía superficial se concentra en un cauce definido. Para ser susceptibles de cálculo por la *RUSLE*, las longitudes de la pendiente del terreno han de ser menores de 304,8 m, como equivalentes de los 1000 pies de las unidades originales. Por encima de estos valores el cálculo no resulta fiable, aunque por otro lado no son muy habituales las laderas mayores de esos 2-5% con longitudes superiores.

S refleja la influencia del ángulo de la pendiente en la erosión.

El factor combinado **LS** representa la pérdida de suelo de una ladera de longitud y pendiente determinadas, respecto a la ladera patrón de 22,1 m de longitud y 9% de pendiente, de valor **LS** = 1. Por tanto, se trata de un factor adimensional.

Resulta evidente por tanto que en este modelo no se recogen, de los factores analizados anteriormente, los correspondientes a la forma de laderas no uniformes. En el caso de la falta de uniformidad en perfil, se ha de fijar un valor medio de pendiente entre el punto más alto y el más bajo, con el consiguiente error por la diferente respuesta de pendientes cóncavas o convexas, o bien dividir las laderas en segmentos homogéneos. Para las formas en planta, se han desarrollado una serie de soluciones que permiten con las nuevas aplicaciones informáticas ponderar las diferencias existentes en el caso de flujos convergentes o divergentes.

11.3.3.3. Cálculo del factor *LS*.

Se han propuesto multitud de algoritmos de cálculo de dicho factor, dependiendo por ejemplo de si son laderas de pendiente uniforme o bien están segmentadas en tramos de distinta pendiente (RENARD *et al.*, 1997). En estas últimas aumenta también el riesgo de formación de regueros, lo que incrementa de 2 a 6 veces la tasa de erosión respecto a la simple arroyada difusa; aunque este efecto no es tenido en cuenta *per se* en el cálculo (NRCS, 2001). Incluso se puede llegar a ajustar en la *RUSLE* la mayor o menor susceptibilidad de reguerización en el cálculo de **LS**, en cuatro situaciones diferentes:

- Escasa formación de regueros: en vegetación natural. Debido a la cubierta protectora, la mayor parte de la erosión será de tipo laminar.
- Moderada formación de regueros: en campos de cultivo.
- Alta tendencia a la reguerización: Generalmente en áreas removidas por obras, con suelos muy sueltos.
- Situaciones de helada-deshielo del suelo, donde la mayor parte de la erosión se produce por flujo superficial.

También se han desarrollado ajustes a partir de la forma cóncava o convexa de la ladera; y en una ladera uniforme habrá más erosión en las partes bajas que en las altas, al existir mayor acumulación de escorrentía. Especialmente en estos casos complejos se hace imprescindible el uso de los ordenadores.

Del mismo modo, se ha señalado que determinados algoritmos utilizados para el cálculo en pendientes bajas o moderadas tienden a sobrestimar o subestimar el valor **LS** en pendientes pronunciadas, por lo que se han desarrollado otros diferentes para distintos intervalos de pendiente; si bien NEARING (1997) ha propuesto uno que estima válido para cualquier situación.

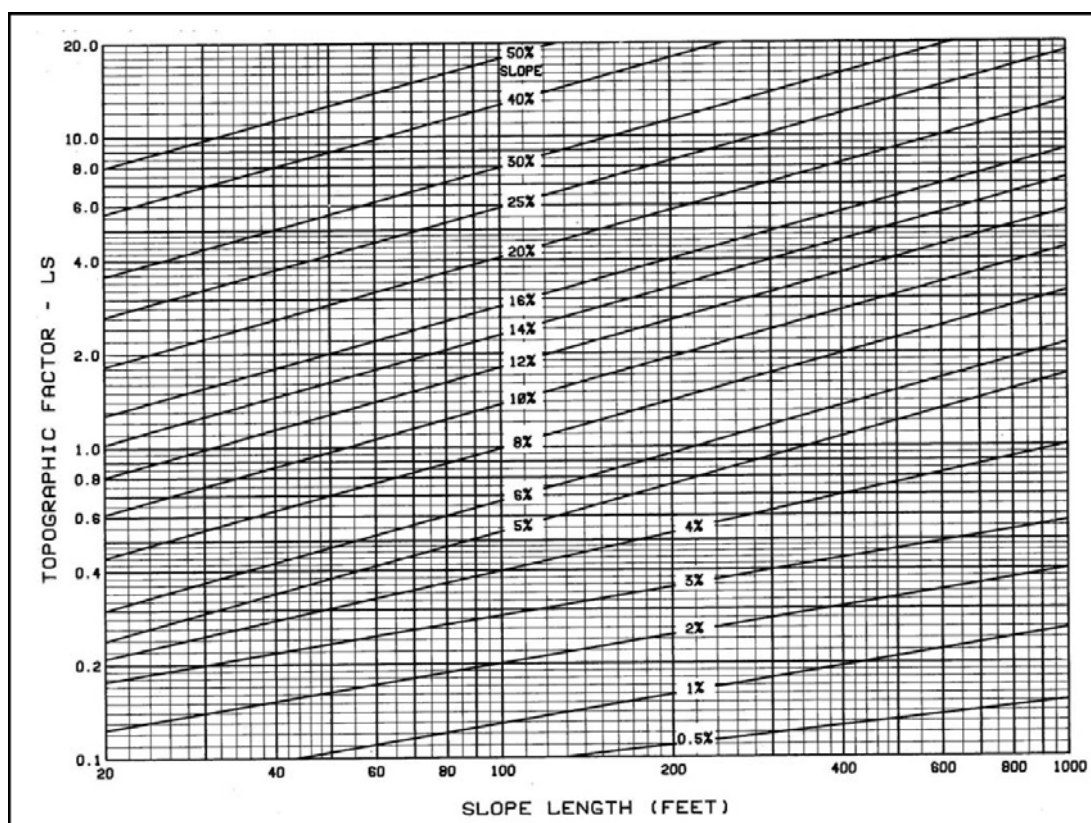


Fig. 11.14. Nomograma original de cálculo del factor LS (Wischmeier y Smith, 1978).

Tabla 11.3. Valores de LS para distintos intervalos de pendiente y longitud de ladera (Wischmeier y Smith, 1978).

Percent slope	Slope length (feet)											
	25	50	75	100	150	200	300	400	500	600	800	1,000
0.2	0.060	0.069	0.075	0.080	0.086	0.092	0.099	0.105	0.110	0.114	0.121	0.126
0.5	.073	.083	.090	.096	.104	.110	.119	.126	.132	.137	.145	.152
0.8	.086	.098	.107	.113	.123	.130	.141	.149	.156	.162	.171	.179
2	.133	.163	.185	.201	.227	.248	.280	.305	.326	.344	.376	.402
3	.190	.233	.264	.287	.325	.354	.400	.437	.466	.492	.536	.573
4	.230	.303	.357	.400	.471	.528	.621	.697	.762	.820	.920	1.01
5	.268	.379	.464	.536	.656	.758	.928	1.07	1.20	1.31	1.52	1.69
6	.336	.476	.583	.673	.824	.952	1.17	1.35	1.50	1.65	1.90	2.13
8	.496	.701	.859	.992	1.21	1.41	1.72	1.98	2.22	2.43	2.81	3.14
10	.685	.968	1.19	1.37	1.68	1.94	2.37	2.74	3.06	3.36	3.87	4.33
12	.903	1.28	1.56	1.80	2.21	2.55	3.13	3.61	4.04	4.42	5.11	5.71
14	1.15	1.62	1.99	2.30	2.81	3.25	3.98	4.59	5.13	5.62	6.49	7.26
16	1.42	2.01	2.46	2.84	3.48	4.01	4.92	5.68	6.35	6.95	8.03	8.98
18	1.72	2.43	2.97	3.43	4.21	4.86	5.95	6.87	7.68	8.41	9.71	10.9
20	2.04	2.88	3.53	4.08	5.00	5.77	7.07	8.16	9.12	10.0	11.5	12.9

También se han propuesto revisiones y simplificaciones, como las de MOORE y WILSON (1992), para favorecer además su aplicabilidad a extensiones mayores que la típica parcela de base, ya que en el caso de pendientes individuales y simples se puede calcular a partir de ábacos o tablas, como los de WISCHMEIER y SMITH (1978) recogidos en la Fig. 11.14 y la Tabla 11.3.

Los métodos clásicos de toma de datos, esto es, la medida directa en campo en cada parcela individual, se muestran inabordables en el caso de estudios en grandes áreas de topografía compleja no referidas necesariamente a una única parcela. Aquí resultan imprescindibles los métodos de cartografía automática, generalmente a partir de modelos digitales del te-

reno; procedimientos entre los que cabe destacar los de DESMET y GOVERS (1996), MITASOVA (1999), HICKEY (2000) O VAN REMORTEL *et al.* (2001).

La capacidad y rapidez de cálculo permiten tener en cuenta efectos no cuantificables en el caso de parcelas individuales, como son los flujos convergentes, las áreas de deposición o el área de drenaje ladera arriba de cada punto, en las que los métodos manuales podrían ir acumulando errores.

El utilizado aquí ha sido el de VAN REMORTEL *et al.* (2001), en su versión desarrollada para el módulo ráster GRID de ArcInfo 8.2 sobre Windows. Los datos de partida han sido un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de 25 m de paso de malla, calculado a partir de las correspondientes hojas de la base cartográfica digital BCN25 del Instituto Geográfico Nacional, equivalente en formato CAD vectorial a los mapas topográficos de escala 1:25.000. Este vectorial se ha transformado a formato TIN de malla triangular de puntos y finalmente a formato ráster LATTICE mediante interpolación lineal. La precisión declarada en la cartografía inicial es de 0,1 m en la horizontal y 3 m en la vertical con 10 m de equidistancia entre curvas de nivel, que se puede estimar suficiente para un trabajo regional, como el presente, aun a costa de perder detalle y precisión (MITASOVA, 1999).

El mapa final de valores de **LS** se muestra en la Fig. 11.15. Los resultados reflejan la lógica correspondencia con la gradación de pendientes. Así, la mayor parte de la zona presenta **valores bajos o muy bajos** de LS, inferiores a 1,5, determinados por las planicies de las superficies poligénicas, las campiñas bajas terciarias, las terrazas y los fondos de valle.

Los **valores intermedios**, entre 1,5 y 7, se concentran en relieves más marcados como los correspondientes a las rampas de los bordes de cuenca: la de Soria en el N y las de Caracena-Alaló y Caltojar en el S, así como en la región más encajada de la Tierra del Burgo. De manera más puntual, también en escarpes de terrazas o de replanos estructurales (frentes de cuesta).

Por último, los **valores más elevados** aparecen localizados en franjas muy concretas correspondientes a escarpes de tipo estructural en litologías duras. Éstos son los que limitan las sierras más elevadas: Cabrejas, Pela, La Pica, etc.; las cuestas de los Páramos miocenos; y los cañones fluviales de la Rampa de Caracena, río Bordecorex y la hoz del Duero en Soria, así como las *combes* y *cluses* en anticlinales cretácicos. Precisamente estas laderas se caracterizan de manera general por la falta prácticamente total de suelo edáfico y el afloramiento del sustrato rocoso.

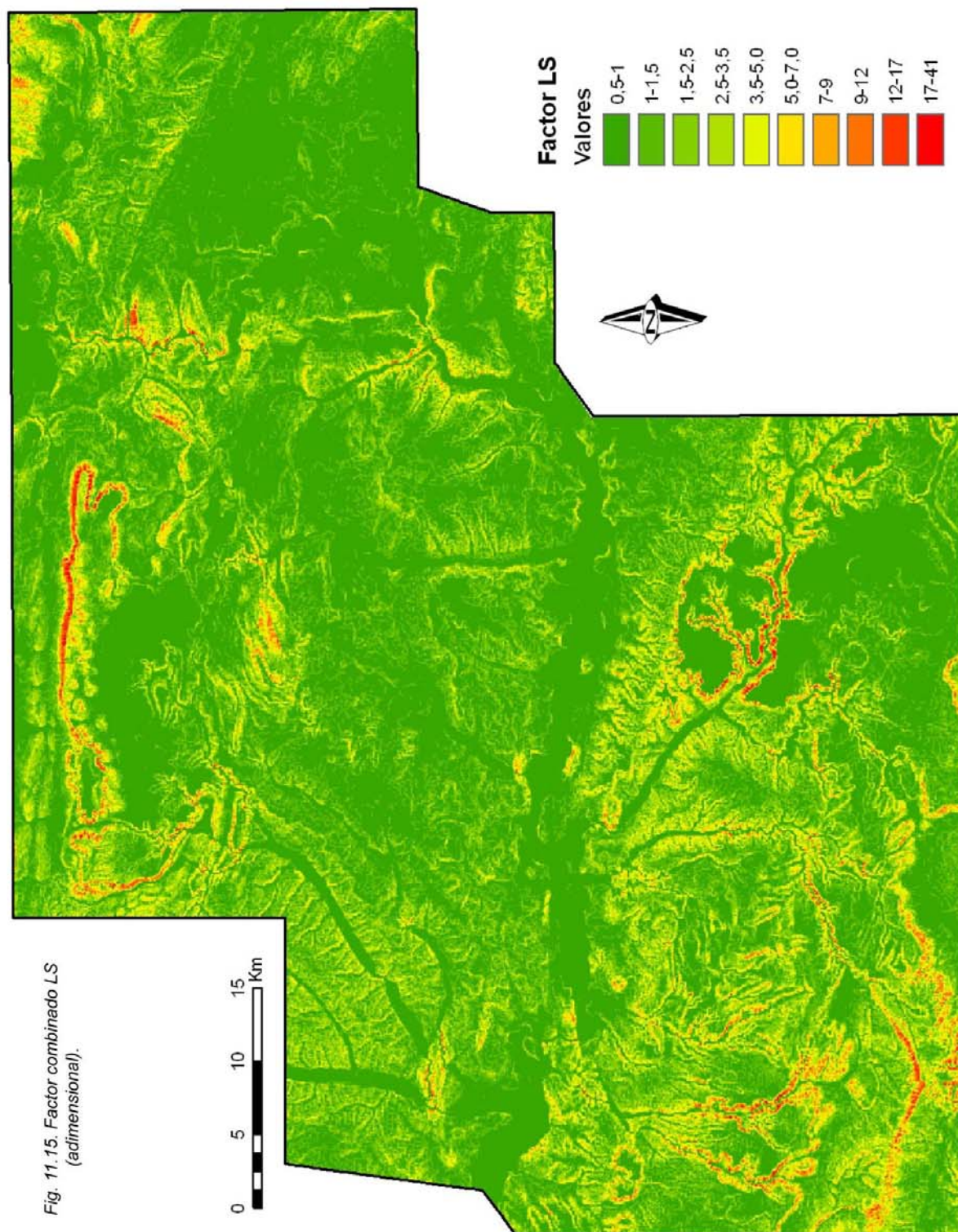


Fig. 11.15. Factor combinado LS
(adimensional).

11.3.4. Cobertura y usos del suelo.

11.3.4.1. Introducción.

La interacción entre el tipo de vegetación, la pendiente, las características del suelo y la erosión resulta compleja.

La **cobertura**, así como los **usos y la gestión del suelo** parece ser el principal factor que determina la erosión (HUDSON, 1982; TOY *et al.*, 2002). A pesar de que su importancia relativa se pueda estudiar en cada caso, es sin duda alguna el aspecto que permite un mayor control humano; frente a otros como las propiedades físicas del suelo o la topografía, de posible intervención mucho más limitada; o de la erosividad de la lluvia, en la que sencillamente el hombre no puede influir.

Es obvio que la erosión en áreas forestales o de matorral denso es normalmente menos severa que en áreas de cultivo, ya que el suelo no suele aparecer desnudo y la cubierta vegetal y de residuos orgánicos lo defiende del impacto directo de las gotas de lluvia, así como dificulta la escorrentía superficial y favorece la infiltración y evapotranspiración (CRITCHLEY y SIEGERT, 1991). Entre ambos extremos se sitúan las áreas de pastos y de matorral. CARSON y KIRKBY (1972) hablan de diferencias de hasta 4 ó 5 órdenes de magnitud entre las tasas de erosión y transporte en áreas vegetadas y no vegetadas.

Esta situación se puede comprobar de manera bastante clara en áreas mediterráneas (ROOSE, 2002), cuyo paisaje típico aparece como vertientes cultivadas e incididas por *gullies* y torrenteras, coluvionadas, etc., indicadores todos ellos de una elevada escorrentía, y donde la vegetación típica de secanos, frutales, pastizales o viñedos no resulta una protección eficaz contra el suelo.

Frente a ello, en áreas con cubierta vegetal natural la escorrentía es muy limitada, aunque fenómenos como el sobrepastoreo o las talas pueden hacer que la erosión alcance en estos lugares también valores altos o incluso extremos (PIMENTEL *et al.*, 1995). Por último, en climas húmedos con lluvias constantes y de

baja intensidad raramente se supera la capacidad de almacenamiento del suelo (excepto en regímenes extremadamente húmedos), por lo cual la escorrentía y la erosión generadas serán escasas (CARSON y KIRKBY, 1972).

Centrados en el **factor de la vegetación**, sus diferentes características tendrán también comportamientos distintos ante los procesos erosivos. Como dice STOCKING (1994), al principio se pensaba que existía una relación lineal entre la cubierta vegetal y las tasas de erosión; sin embargo, se ha visto que esa relación es asintótica, de manera que cubiertas por encima del 60% no suponen una mejora significativa, e incluso pueden tener efectos indeseables como el reducir la escorrentía hasta el punto de poder llegar a influir en la disponibilidad de recursos hídricos para uso humano (BELMONTE *et al.*, 2000).

Por otra parte, una cubierta por ejemplo exclusivamente *arbórea* también puede ser contraproducente, ya que al escurrir desde las hojas más altas el agua cae en forma de gotas de gran diámetro, con una elevada energía cinética; y también las caducifolias, aunque poco abundantes en masas puras en nuestra zona, presentan una cubierta muy deficiente en determinadas épocas (AYALA *et al.*, 2002). En el mundo mediterráneo, el *matorral* puede ser quizás el estrato vegetal más importante como protector del suelo, al determinar unas tasas de erosión muy bajas e incluso con frecuencia nulas (CERDÀ, 2001). Con frecuencia este hecho ha servido para poner en duda la eficacia de las tradicionales repoblaciones forestales realizadas única y exclusivamente con pinar e impidiendo el desarrollo de los distintos estratos vegetales.

Por último, la cubierta *herbácea* presenta por sí sola unas tasas de escorrentía relativamente elevadas. En experimentos de laboratorio, STOCKING (1994) cita que las herbáceas sólo disminuyen la erosión con pendientes menores de 5°; mientras que por encima de 8°, las tasas superan incluso a las del suelo desnudo, parece ser que por la generación de flujo turbulento.

En su estudio, que ocupó el centro y el norte de la **provincia de Soria**, con sus extensas masas de pinar y matorral, THORNES (1976) concluye con un muestreo aleatorio que la superficie con cubierta vegetal es del orden del 75%, lo que supone un grado bastante aceptable. En la mitad sur ésta ha de ser algo menor, al estar ocupada más bien por áreas de cultivo y pastos.

También tendrá su relevancia en la cubierta vegetal y la erosión el abandono del territorio sufrido a lo largo del siglo XX. Es un hecho que se ha estudiado en otras áreas peninsulares, y en general se ha distinguido un comportamiento diferente en función del clima y del suelo. En uno de los extremos tendríamos los suelos margosos en clima semiárido, en donde se observa que en los campos abandonados los suelos tienen una mayor tendencia al encostamiento superficial y abarrancamiento, entre otras cosas por abandono de las obras (LESSCHEN y CAMMERAAT, 2005), mientras que en un medio mediterráneo subhúmedo se tiende en general a una recuperación más o menos rápida de la cubierta natural (VALLEJO *et al.*, 2005a). Este último es el caso predominante en Soria, donde sin duda muchas de las masas de matorral presentes en especial en los bordes montañosos están colonizando áreas ocupadas antaño por cultivos. No obstante, en un clima algo similar como es el del Pirineo central y la depresión del Ebro, RIES (2005) describe tasas de erosión y actividad geomorfológica considerables incluso mucho tiempo después del abandono, tan sólo controlables tras alcanzar al menos ese 60% de cubierta vegetal que se considera muchas veces como clave en la protección del suelo.

Aparte de la vegetación, también resultan importantes los fragmentos rocosos en el epipedión, tan típicos de los suelos mediterráneos, al protegerlo contra el impacto de la gota de lluvia, contribuir a mantener la humedad y dificultar la generación de escorrentía, en especial en eventos extremos de precipitación (IBÁÑEZ *et al.*, 1997; VAN WESEMAEL *et al.*, 2002). Así actúa en general cualquier tipo de cubierta superficial, incluso los restos vege-

tales, que en definitiva reducen la capacidad de transporte de la escorrentía.

11.3.4.2. El factor *C* de la RUSLE.

Estos aspectos de cubierta vegetal, efectos del laboreo y prácticas de gestión y su efecto en las tasas de erosión se reflejan en el modelo USLE-RUSLE en el factor *C* de manejo de la cubierta vegetal (WISCHMEIER y SMITH, 1978; RENARD *et al.*, 1997), que se basa como otros en la diferente tasa de erosión que presenta una parcela de estudio con cobertura vegetal y manejo determinados, frente a la mencionada parcela patrón en barbecho continuo, a la que se asigna un valor de *C* = 1, asumiendo constantes el resto de factores. Es por tanto un factor adimensional.

Para su correcto cálculo, RENARD *et al.* (1997) señalan que hay que tener en cuenta los siguientes subfactores en el caso de terrenos de cultivo, cada uno con sus algoritmos y nomogramas de cálculo correspondientes:

- *Uso previo del terreno*, ya que los residuos de cultivos previos (rastros o raíces) determinan en parte el grado de consolidación del suelo.
- *Cubierta vegetal viva*, que reduce la energía de la lluvia previa al impacto contra el suelo.
- *Cubierta superficial de residuos vegetales y pedregosidad*, que reducen la capacidad de transporte del agua de escorrentía, causan deposición en áreas encharcables y disminuyen el área superficial susceptible de sufrir el impacto de las gotas de lluvia.
- *Rugosidad superficial*, como caballones, rodadas, etc. Cuanto más rugosa sea la superficie, más difícil será la escorrentía y tenderá a ser mayor su permeabilidad.
- *Humedad del suelo*, de importancia capital en las tasas de infiltración y por tanto en la erosión. Nótese que la humedad tiende a ser alta en los períodos más erosivos, como es invierno y primavera.

Como estos subfactores son muy variables a lo largo del año en terrenos de labor dada la infinidad de tipos de cultivos y tratamientos, la

RUSLE prescribe que para el cálculo de **C** en cada parcela habría que hacer una media anual de los valores obtenidos cada 15 días (24 medidas anuales). Dichos valores están tabulados para muchos tipos de cultivos, en general válidos para Estados Unidos, aunque por ejemplo en la cuenca del Duero LÓPEZ CADENAS *et al.* (1990) también calcularon algunos específicos para su aplicación.

Para el caso de usos no agrícolas, la RUSLE no ha desarrollado una metodología propia, por lo que en principio se aplicaría la de la USLE, con estimaciones de rugosidad del terreno y reducción de la escorrentía (RENARD *et al.*, 1994). Con vegetación natural, las variaciones estacionales tienden a ser mucho menores y por tanto **C** será un valor bastante constante. Entre las propuestas se encuentran las excesivamente genéricas de WISCHMEIER y SMITH (1978), o las más desarrolladas de DISSMEYER y FOSTER (1980), quienes parten de la base de que un bosque no degradado, completamente tupido y denso no genera escorrentía superficial apreciable ni por tanto erosión hídrica. Los subfactores considerados son:

- Proporción de suelo desnudo respecto a suelo vegetado.
- Grado de protección vegetal.
- Grado de consolidación del suelo, por si ha sufrido algún laboreo anterior.
- Contenido en MO: en suelos forestales se acumula una gran cantidad de MO, no bien considerado en la USLE inicial, ya que en terrenos de cultivo no suele superar el 4%.
- Presencia de raíces, que persisten incluso en terrenos ya talados.
- Los residuos forestales, hojarasca, etc., que forman agregados estables con la materia mineral.
- El almacenamiento *in situ* del material movilizado en depresiones, charcas, etc.
- Rugosidad del terreno, causada muchas veces por la existencia de terracitas de restos vegetales que retienen el agua.
- Laboreo o plantación según curvas de nivel, lo que significa que en áreas forestales no se considera el factor **P** de prácticas de conservación.

En trabajos regionales como éste resultaría inabordable la labor de cálculo y asignación a cada parcela del correspondiente valor de **C** con estudio de los tipos de cultivo, sistemas de explotación, frecuencia de incendios, trazado de cortafuegos, etc., por lo que se ha recurrido como se aconseja en estos casos (FAO, 1980) a la cartografía de usos del suelo (Fig. 1.10), en la que se ha asignado un valor de **C** a cada uso según tablas genéricas existentes. Y aunque como señala AGUILÓ (Coord., 1998), de donde se han extraído los valores, la utilización generalizada de estas tablas puede presentar inexactitudes debido a que están calibradas en situaciones muy concretas, lo cierto es que son de amplia utilización en España, sobre todo en el campo de los estudios hidrológico-forestales, con categorías que llegan a ser extraordinariamente simples.

Los valores asignados para este trabajo a partir de las tablas mencionadas han sido:

Pinares: Montes de repoblación, con cubierta arbórea del 70-80%, y despojos que ocupan el 100% del suelo. Sin sotobosque arbustivo, en general. Árboles grandes, con copas superiores a 4 m.

C = 0,007

Sabinares y enebrales: Áreas forestales con un 30-40% de cubierta arbórea. El resto, lo ocupan en un 70% despojos vegetales, matorrales y arbustos de *Juniperus* y *Quercus*.

C = 0,012

Arbolado mixto pinar-robleal: Aparecen todos los estratos; generalmente, el pino de repoblación en estado arbóreo y *Quercus* en arbustivo. Cubierta arbórea del 80-90%.

C = 0,006

Encinares, quejigales y robledales: Cubierta arbórea-arbustiva del 35-70%.

C = 0,014

Choperas: Cubierta de árboles grandes de repoblación, mayores de 4 m, y en su mayor parte sin sotobosque.

C = 0,009

Usos agrícolas (secanos y regadíos): Se usa una **C** genérica habitual en la España mediterránea.

C = 0,300

Cultivos y vegetación natural: Mosaico de áreas cultivadas y áreas más o menos naturales.

C = 0,110

Praderas: Vegetación de herbáceas, se estima un grado de consolidación o establecimiento moderado o pobre. En ocasiones combinadas con cultivos.

C = 0,060

Pastizales: Generalmente invadidos por el matorral, al menos en cierto grado.

C = 0,050

Matorral denso: Cubierta de maleza alta de alrededor del 75% del suelo.

C = 0,020

Matorral abierto: Cubierta de maleza alta del 25%.

C = 0,106

Matorral arbolado: Cubierta arbórea del 10%, y arbórea-arbustiva del 50%; Cubierta total de un 70%.

C = 0,061

Sustrato rocoso desnudo, áreas urbanizadas y masas de agua: Al no existir suelo edáfico, se considera que la erosión es nula.

C = 0

La cartografía derivada aparece en la Fig. 11.16.

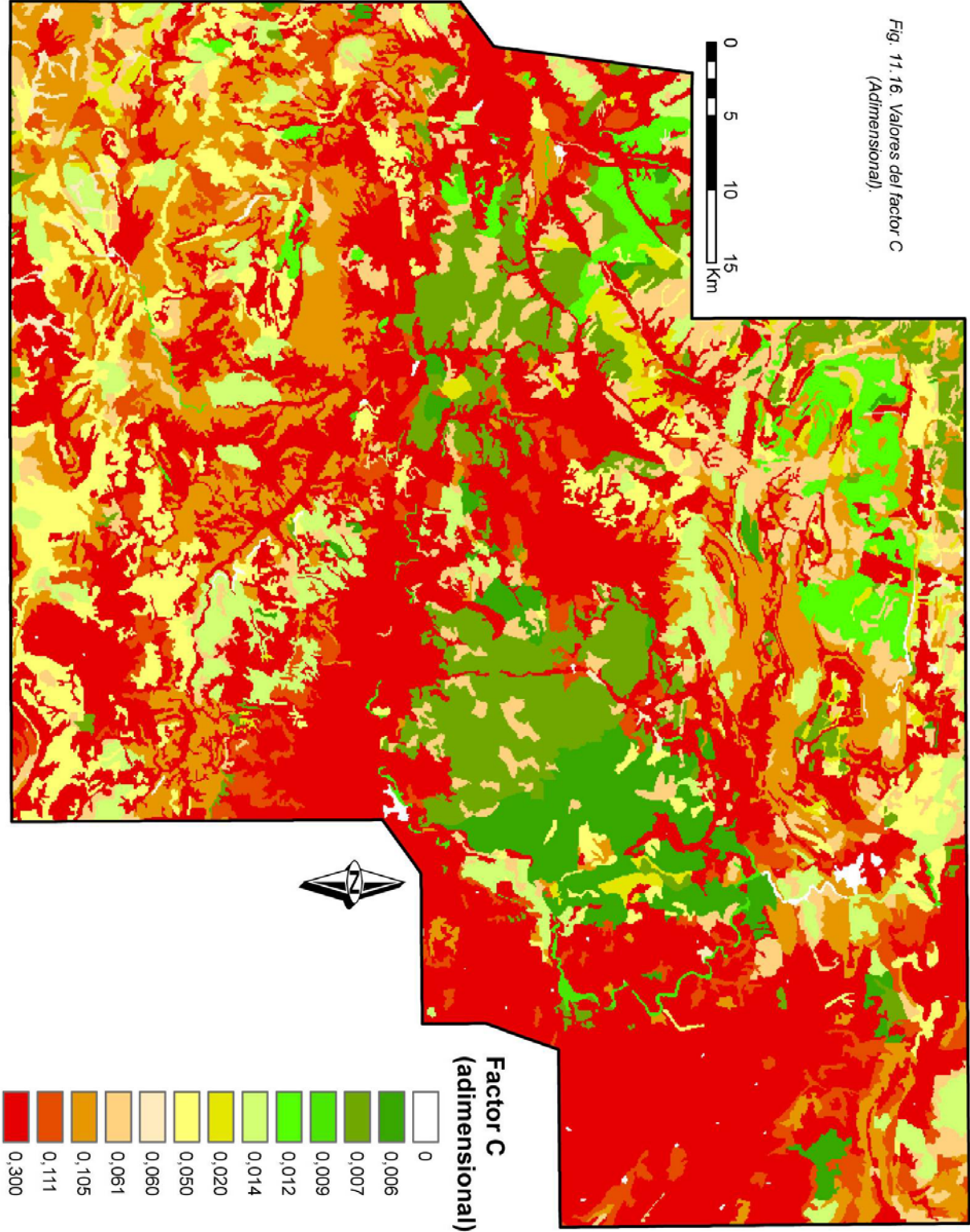
11.3.4.3. El factor *P*. Prácticas de conservación.

Este factor de la RUSLE sería la relación de pérdida de suelo entre una parcela específica y la parcela patrón en la que no se realiza ninguna práctica de conservación, esto es, se ara según la pendiente, a la que se asigna un valor adimensional de **P = 1**.

Se expresa así la influencia que ejercen las prácticas de cultivo, corrección y preservación de la erosión hídrica, tales como cultivos en fajas alternantes con vegetación más densa, aterrazados, bancales, según curvas de nivel, etc., que modifican el patrón de flujo, el gradiente o la dirección de la escorrentía superficial. Se trata por tanto de otro factor controlable por el hombre.

Dado que en el área de estudio no se han observado de manera significativa prácticas de este tipo, no se ha considerado este factor en el cálculo y se le ha asignado un valor uniforme de 1, por lo que tampoco tendrá representación cartográfica.

Fig. 11. 16. Valores del factor C
(Adimensional).



11.4. PÉRDIDA ACTUAL DE SUELO

Los valores numéricos del factor **A**, tasa de pérdida de suelos, se han estimado por multiplicación de los distintos factores. Antes de pasar al análisis de los resultados, hay que tener en cuenta las limitaciones a que está sujeta dicha estimación:

Partiendo desde el principio del objetivo original de la RUSLE (RENARD *et al.*, 1997), se trata de un modelo diseñado para predecir la pérdida anual media de suelos a largo plazo, por lo que su valor real puede variar enormemente de un punto a otro en una ladera. Así por ejemplo, en una ladera uniforme, las pérdidas tienden a ser mucho mayores en las partes más bajas que en las altas.

Pero también es un fenómeno muy variable en el tiempo: en Valencia, CERDÀ (2001) hace notar que durante largos períodos la erosión no actúa, es poco activa en otros y en tan sólo unos minutos es extremadamente eficaz al movilizar y sedimentar la mayor parte del material, siempre en relación con la precipitación. También en relación con la escala temporal, DESIR y MARÍN (2005), en las Bardenas Reales, muestran que en períodos secos los procesos se restringen más bien a la movilización del material, frente a los períodos húmedos en que se produce la mayor parte de la erosión.

Se deben considerar además los errores que pueden haber influido a lo largo del proceso en los resultados finales:

- La inexactitud en el encaje de las diversas capas superpuestas, por la diferente procedencia y métodos de elaboración de las cartografías de base (escalas, proyecciones cartográficas, etc.).
- Las inexactitudes y limitaciones de los métodos y criterios utilizados para ponderar los distintos factores en los formatos requeridos por la ecuación a partir de unos datos originales obtenidos de diversas fuentes y niveles de detalle.

- En su caso, los posibles errores de interpretación de los datos originales.

El procesado de la información según el modelo de la ecuación, además, hace que todos los errores se multipliquen, lo que multiplica a su vez en el resultado final los posibles errores originales.

Por tanto, reconocida la inexactitud de los valores absolutos de **A** obtenidos, se suelen clasificar las tasas de erosión en diversos intervalos, más que exponer el valor absoluto de cada parcela o píxel, lo cual no supondría ninguna mejor aproximación a la realidad. Se debe considerar más importante en un trabajo regional como el presente la identificación y comparación del potencial de erosión relativo en distintas áreas de diagnóstico y escenarios.

Tabla 11.4. Intervalos de tasas de erosión.

CLASE DE EROSIÓN	INTERVALO DE A (Tm/ha/año)
MUY LIGERA	0-5
LIGERA	5-10
BAJA	10-25
MODERADA	25-50
ACUSADA	50-100
ALTA	100-200
MUY ALTA	200-300

Los intervalos escogidos (Tabla 11.4) son los habituales utilizados en trabajos peninsulares, como el de ICONA (1982) y el resultado está expuesto en la cartografía de la Fig. 11.16. Estos intervalos engloban la práctica totalidad de los valores calculados. Valores superiores a las 300 tm/ha/año, incluso superiores a 1.500, se dan sólo en algún píxel aislado, lo que cabe asociar a errores en el cálculo del factor topográfico LS, bien por las deficiencias de las fórmulas utilizadas en pendientes excesivamente fuertes o por errores de digitalización de las curvas de nivel en los mapas topográficos originales.

Las áreas sin suelo, en las que la RUSLE no es aplicable, corresponden a los núcleos urbanos, masas de agua y afloramientos rocosos.

Y analizados por unidades del terreno, los resultados son los siguientes (Tabla 11.5. Compárese con la Fig. 11.7):

Campiña baja del río Duero: Área eminentemente de cultivos, las tasas de erosión suelen ser bajas a moderadas, a pesar de su topografía más bien plana. Los valores más elevados aparecen relacionados fundamentalmente con los escarpes de terraza. Valores ligeros o muy ligeros sólo se dan en las escasas áreas arboladas (pinares y choperas).

Campiña alta del río Duero (Pinares de Almazán): Es en conjunto el área que menor erosión sufre, que en su mayoría se clasifica como muy ligera. A ello contribuye su topografía plana aunque escalonada y el que sos-

tenga masas de pinar y robledal. Valores bajos o moderados aparecen en las zonas de cultivo de las vegas, y valores elevados en algunos puntos de los escarpes de esta unidad elevada frente a las depresiones de *Campiña* y *Terciarío plegado*.

Tierra del Burgo (valles e interfluvios de los ríos Avión y Ucero): La propia descripción de la unidad da una idea de dos elementos bien diferenciados: *interfluvios* arbolados con tasas de erosión muy ligeras, o bajas en el caso del matorral; y *valles* cultivados con erosión moderada en las vegas, o acusada y alta en unas laderas bajas de acusada incisión fluvial, donde además son característicos sus numerosos acarcavamientos y torrenteras.

Tabla 11.5. Tasas de erosión por unidades morfoestructurales.

UNIDAD	ELEMENTO	TASA DE EROSIÓN
CAMPIÑA BAJA DEL DUERO	Zonas cultivadas:	Moderada a alta
	Zonas arboladas:	Muy ligera a ligera
PINARES DE ALMAZÁN	Bosques:	Muy ligera
	Escarpes:	Moderada a alta
TIERRA DEL BURGO	Interfluvios:	Ligera a muy ligera
	Valles:	Moderada a alta
CALIZAS DE LOS PÁRAMOS	Páramos forestados:	Ligera a muy ligera
	Páramos cultivados:	Baja a moderada
	Cuestas (escarpes):	Acusada a alta
RAMPAS EN CONGLOMERADOS	Replanos altos (rampas):	Baja a acusada
	Escarpes:	Acusada a (muy) alta
LLANURAS EN TERCIARIO PLEGADO	Cultivos:	Moderada
	Matorral y arbolado:	Baja a muy ligera
	Escarpes:	Acusada
RAMPA DE SORIA	Bosques:	Ligera a muy ligera
	Matorral:	Baja
	Cultivos:	Acusada a alta
CUENCA DE CAMEROS	Pinars:	Muy ligera
	Matorral:	Baja
	Cultivos:	Moderada a acusada
	Escarpes no vegetados:	Alta
MESOZOICO PLEGADO	Ídem Calizas de los Páramos	Ídem Calizas de los Páramos
TRIÁSICO	Arbolado:	Muy ligera
	Cultivo, matorral, pastizal:	Ligera a moderada
	Arcillas yesíferas:	Alta a muy alta

Calizas de los Páramos: Sus dos elementos principales presentan tasas distintas. Por un lado, las formas planas de las *superficies de Páramo* y los fondos de valle tienen tasas ligeras o muy ligeras en caso de estar forestadas, y bajas o moderadas si están cultivados, a pesar de su escasísima pendiente. Por otro lado, los escarpes que representan las denominadas *cuestas* que enlazan los Páramos con otras unidades más deprimidas, presentan tasas acusadas o altas, e incluso muy altas, ya que además su escasa vegetación corresponde a pastizales o matorral abierto.

Rampas en conglomerados calcáreos: De modo semejante a la unidad anterior, consiste en unos replanos altos cuya cubierta combina los cultivos de secano con el pastizal y el matorral abierto con tasas de erosión bajas a moderadas. Sin embargo, su mayor degradación respecto al paisaje de *Calizas de Páramo* hace que las unidades escarpadas de cañones, rampas, etc., ocupen la mayor extensión, por lo que domina una erosión acusada o alta e incluso muy alta.

Como subunidad, la sierra de Pela presenta dos partes bien diferenciadas: La *vertiente sur* de rampas tendidas con vegetación de matorral abierto y pastizal con tasas de erosión ligeras a acusadas, incluso altas en alguna zona cultivada. La *vertiente norte* correspondiente al fuerte escarpe de la falla de Somolinos, con tasas de erosión altas a muy altas.

Llanuras bajas alomadas en Terciario plegado: Unidad de comportamiento muy similar a la Campiña Baja del Duero. A pesar del carácter plano que reza en el nombre asignado, la ausencia casi total de vegetación que no sean los cultivos cerealísticos típicos del Campo de Gómara, llevan a que la erosión en esta unidad sea baja o moderada de manera dominante. Tasas acusadas o incluso altas se localizan en escarpes de terrazas y de relieves estructurales; mientras que tasas leves aparecen en las escasas áreas de matorral o en los bosques de galería del río Duero y los pinares de la Campiña de Quintana Redonda.

Rampa de Soria: Unidad compleja con comportamiento frente a la erosión igualmente complejo, aunque dominado más bien por los usos del suelo. Tasas ligeras a muy ligeras en áreas forestadas, a pesar incluso de las elevadas pendientes en algunos puntos; moderadas en áreas de matorral y bajas a acusadas a altas en áreas cultivadas, en función más bien de la pendiente.

Cuenca de Cameros (Depresión de la Cuerda del Pozo): Área deprimida en la que domina la vegetación de los pinares de Urbión con tasas de erosión muy ligeras, bajas en el caso del matorral y moderadas a acusadas en los cultivos y en algunos escarpes estructurales escasamente vegetados (frentes de *cuestas* y *hog-backs*).

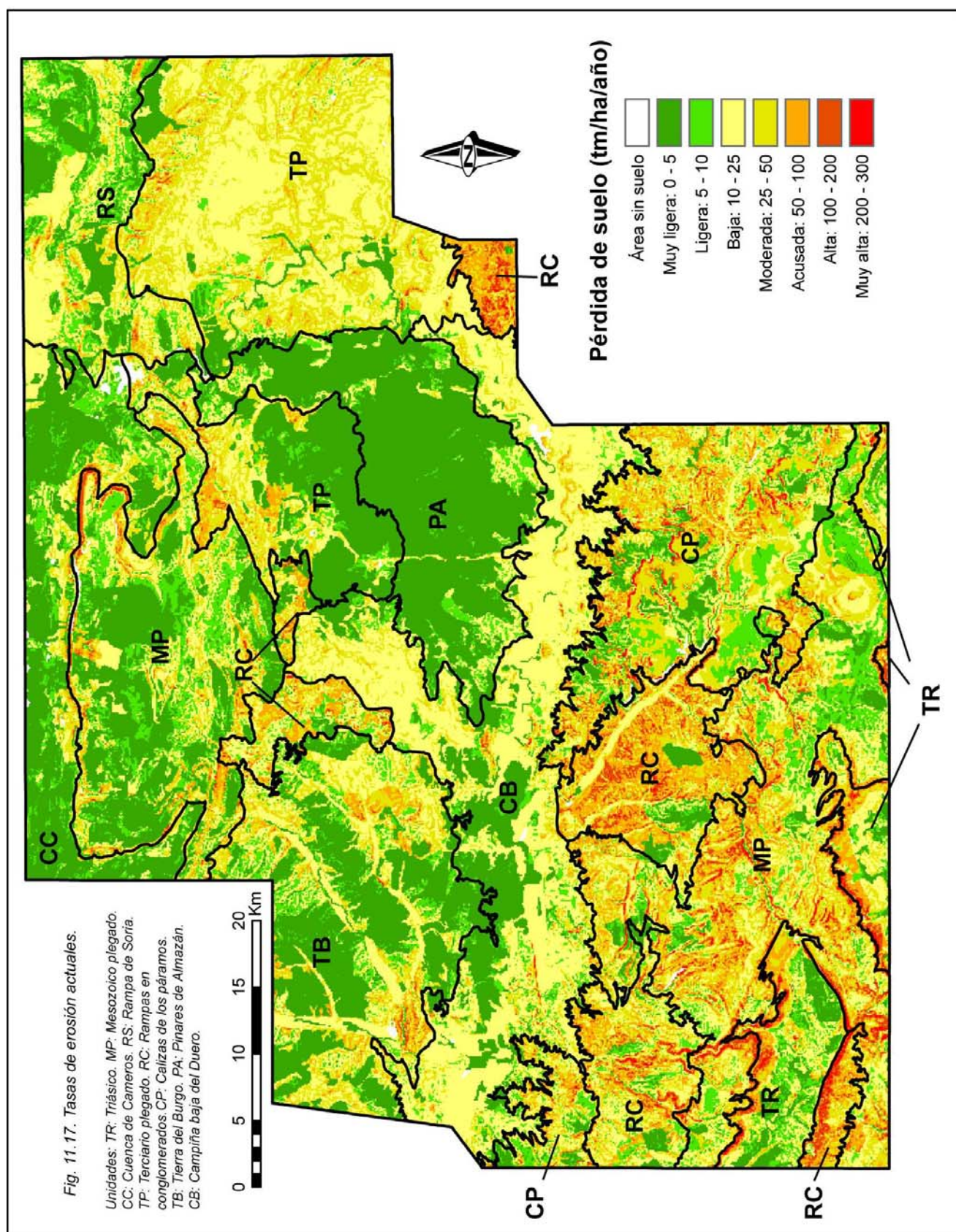
Mesozoico plegado: Sus elementos morfológicos y los usos del suelo le infieren un comportamiento similar al descrito para las *Calizas de Páramo*: replanos en los que la vegetación natural determina tasas ligeras a muy ligeras, en especial en la sierra de Cabrejas; el matorral abierto erosión baja (dominante en el borde montañoso meridional) y los escasos cultivos erosión moderada. Los escarpes de encajamientos kárstico y fluvial (cañones, *poljes*) presentan tasas de erosión acusadas a muy altas.

Triásico: Áreas planas y deprimidas que presentan una gradación en su comportamiento erosivo según diversos factores: por un lado, la *cubierta vegetal*, con tasas de erosión ligera a muy ligera en zonas arboladas, ligera a moderada en zonas cultivadas, de matorral o de pastizal, y tasas moderadas a muy altas en las arcillas yesíferas del *Keuper*, que sostienen cultivos y en ocasiones presentan fuertes pendientes al situarse en la base de escarpes con la unidad suprayacente y elevada topográficamente de *Mesozoico plegado*.

De lo mostrado en la descripción anterior, y en especial en el mapa de la Fig. 11.17 y la Tabla 11.5, resulta claro que los factores que determinan de manera más nítida la categorización de la erosión son el **factor topográfico**

(**LS**, Fig. 11.15) y el de **cubierta del suelo** (**C**, Fig. 11.16), cuyos valores presentan diferencias de varios órdenes de magnitud. Factores como la erosividad **R** (Fig. 11.10) o la erosionabilidad del suelo **K** (Fig. 11.12) cabe considerarlos como secundarios, debido a su relativa uniformidad: en el caso de la erosividad de la lluvia esto se debe a que se trata de

un área no excesivamente amplia y sin excesivos contrastes climáticos; y en el de la erosionabilidad a la escasa diferencia en las características físicas de unos suelos desarrollados en condiciones climáticas similares, de modo que sus valores caen dentro del mismo orden de magnitud.



12. EROSIÓN FUTURA

12.1. EROSIÓN Y CAMBIO CLIMÁTICO

Es bien conocida la certidumbre, cada vez mayor y basada en los modelos físico-matemáticos que reproducen el comportamiento del clima global, de que el constante aumento en la atmósfera de gases de efecto invernadero influirá en el sistema modificando el clima con multitud de consecuencias que habría que ponderar. Entre ellas está la posible incidencia en los procesos geológicos externos.

Los diversos estudios realizados sobre cambio climático suelen tomar como referencia el período 1961-1990, considerado como "normal" frente a otro en el que se doblaría la concentración en la atmósfera de gases de invernadero respecto a la era preindustrial, que dependiendo de los escenarios tecnológicos y socioeconómicos se viene a situar entre los años 2070 y 2100.

Aunque los efectos concretos pueden ser extremadamente variables de unas regiones terrestres a otras, y aunque otros factores como la variación en la actividad solar o volcánica o los usos del suelo podrán tener su influencia, se considera que **de manera global** (MANNING y NOBRE, 2001) sólo la duplicación de la concentración de gases de invernadero provocaría a finales del siglo XXI una elevación de la temperatura media global de entre 1,5 y 2,5 K, mayor en las áreas continentales y más pronunciada en altas latitudes en invierno. También globalmente habrá un aumento del % de vapor de agua en la atmósfera por la mayor temperatura, lo que derivaría en mayores precipitaciones, lo contrario a lo esperado en el área mediterránea, como se verá más adelante.

Tabla 12.1. Aumento previsible de la temperatura media de la región, en kelvin, para una concentración de gases de invernadero doble que la actual. Fuentes: 1: Gallardo et al. (2001). 2: Cubasch y Meehl (2001). 3: Giorgi y Hewitson (2001). 4: Cramer et al. (2001). 5: Räisänen et al. (2004). 6: Giorgi et al. (2004). 7: Rowell (2005). 8: Barnett et al. (2006). 9: Alley et al. (2007). 10: Goubanova y Li (2007). 11: Brunet et al. (2007). A2, B2: Escenarios socioeconómicos utilizados en el modelo (Jones et al., 2001).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
MODELO	Promes	Acacia B2	Recopil.	Acacia B2	Varios	Reg CM	Had AM3P	Had AM3	Varios	LMZD	Varios
ÁREA	Península	Global	Global	Europa	Europa	Europa	Europa	Global	Global	Mediterr.	Europa
PRIMAV.	2-3					2-4	3-5				3-3,5 (A2)
VERANO	2-4		3-6	3,5-4,5		4,5 (B2) 3,5 (A2)	7-8	6-8			2-6 (B2) 3-8 (A2)
OTOÑO	4-5					3-4	5-7				3,5-4,5
INVIERNO	3-4		3-5		1-4 (B2) 3-4 (A2)	1-1,5 (B2) 2,5-3 (A2)	3-5				1-4 (B2) 2-5 (A2)
AÑO	2,5-3,5	2-4	3-5		2-5 (B2) 4-7 (A2)				1,8-4	4-6 (A2)	3,5-4,5 (A2)

Tabla 12.2. Variaciones (d: disminución; a: Aumento) de la precipitación estacional y anual en condiciones de clima alterado respecto a las condiciones actuales de la región.

Fuentes: 1: Gregory y Mitchell (1995). 2: Gregory et al. (1997). 3: Zwiers y Kharin (1998) 4: Giorgi y Hewitson (2001). 5: Cubisch y Meehl (2001). 6: Gallardo et al. (2001). 7: Cramer et al. (2001). 8: Durman et al. (2001). 9: Gaertner et al. (2001). 10: Voss et al. (2002). 11: Räisänen et al. (2004). 12: Giorgi et al. (2004). 13: Sánchez et al. (2004). 14: Christensen y Christensen (2004). 15: Wang (2005). 16: Rowell et al. (2006). 17: Barnett et al. (2007). 18: Brunet et al. (2007). 19: Goubanova y Li (2007).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
MODELO	HadCM2	HadCM2	CCC GCM2	Recopil.	CMIP2 IS92a SRES	HadCM2	Acacia B2	HadCM2	PROMES, HIRHAM	ECHAM4 AGCM	HadAM3H ECHAM4 JOPYC3	RegCM	PROMES	HadAM3H ECHAM4 JOPYC3	Sintesis	HadAM3P	53 HadSM3	Varios	Mediterráneo
ÁREA	Europa	S Europa	Global	Global	Global	España	Europa	Global y Europa	España	Global	Europa	Europa	Mediterr. - España	Europa	Global	Europa	Global	España	LMNZ
PRIMAVERA						d 0-1 mm/día			d 0,2-0,4 mm/día	d 5-15%		S.c.- d 10%				d 15-45%		d 10-40%	d 0,2-0,8 mm/día
VERANO	d 0,75 mm/día	d 22%		d 0-40%		d 0-1 mm/día	d 20-30%	d 1 mm/día	d 0,2-0,8 mm/día	d 20-30%	d 10-60%	d 30-40%	d 10-50%	d 20-50%	d 1-2 mm/año	d 45-75%	d 0,75-1 mm/día	d 10-50%	d 0,2-0,8 mm/día
OTOÑO						d 0-1 mm/día				d 5-30%		d 10-25%				d 15-45%		d 10-40%	
INVIERNO	d 0,70 mm/día	S.c.		d 10%- a 20%		a 0-1 mm/día				d 0-5%	d 10%- a 10%	S.c.	S.c.- a 10-25%		d 0,1-0,5 mm/día	d 15%- a 15%		d 20%- a 20%	d 0,2- a 0,4 mm/día
AÑO			d 0,25 mm/día		d 5-10%	Muy variable	a. precip. convectivas				d 10-40%							d 15-25%	

En el **conjunto de Europa** (McGUIRE, 2004) se prevé el equivalente a un desplazamiento hacia el N de las zonas climáticas y un ascenso de temperatura de 4-6 K en una banda desde Centroeuropa hasta el mar Negro, con ascensos mayores en la Península Ibérica y SO de Francia. A grandes rasgos, parece que el clima de Europa se caracterizaría por veranos más cálidos y secos al S y templados y húmedos en el N; e inviernos más húmedos en el N y más secos en el S siempre respecto a las condiciones de base. A la vez, se prevén con más frecuencia eventos de gran intensidad de precipitaciones en los veranos centroeuropeos, causantes de inundaciones. Sin embargo, se estima también que uno de los efectos del calentamiento global puede ser el debilitamiento de la corriente del Golfo (McGUIRE, 2004), lo que podría contrarrestar al menos en parte el aumento térmico.

Centrados en el **área mediterránea** y en concreto en España, los diversos modelos muestran unos patrones de aumento de temperatura en torno a los 2-6 K (Tabla 12.1), mayores que las medias mundial y europea, así como un descenso de las precipitaciones en torno al 15-20% (Tabla 12.2), mayor en verano (hasta un 40%) que en invierno (en el que según qué modelos se puede producir incluso un pequeño aumento).

No obstante, son muchos los autores (p.ej., SÁNCHEZ *et al.*, 2004; WANG, 2005) que inciden en que son los eventos climáticos extremos y su variabilidad (Tabla 12.3) los que tendrían un impacto mayor en las actividades humanas más que las tendencias medias proporcionadas por los modelos al uso, como pueden ser los aspectos agrícolas, de salud o los riesgos geológicos del tipo de las inundaciones, helada-deshielo o la erosión de cualquier tipo. Eventos climáticos extremos cuyos modelos de predicción son aún muy imperfectos.

12.1.1. Cambio climático y procesos geológicos.

Aunque algunas regiones pueden experimentar efectos beneficiosos como el incremento de la productividad agrícola en altas latitudes, se ha llegado a la conclusión dentro del grupo de trabajo II del IPCC (impactos, adaptación y vulnerabilidad), de que la mayoría de los impactos serán negativos, entre otras cosas porque la tasa de cambio sería muy superior a la tasa adaptativa de los ecosistemas (ADEJUNWON *et al.*, 2001). Dentro de este mismo grupo de trabajo, y de manera muy general, MANNING y NOBRE (2001) o ADGER *et al.* (2007) estiman que con unos eventos de precipitación más intensos que los actuales (como se prevé para muchas áreas), serían de esperar efectos y riesgos a los que la comunidad mundial habrá de hacer frente, tales como el in-

cremento de la frecuencia de inundaciones repentinas, movimientos de ladera y de la erosión de suelos, así como otros efectos en las zonas costeras por el aumento del nivel del mar.

Sin embargo, no son muy numerosos aún los trabajos especializados que traten la relación entre el clima futuro y la variación de los procesos geomorfológicos. Se pueden citar monografías como la de BERKOWICZ *et al.* (1998, eds.), para áreas áridas y semiáridas, o la de CENDRERO y GUTIÉRREZ ELORZA (2006, eds.) más centrada en España. En ellas se presentan experiencias muy concretas y localizadas, o bien planteamientos conceptuales muy generales en los que se señalan los diferentes factores que influirían en la dinámica externa.

Tabla 12.3. Variaciones (D: disminución; A: Aumento) o valores absolutos de los extremos de precipitación diaria en condiciones de clima alterado respecto a las condiciones actuales de la región. Fuentes: 1: Voss *et al.* (2002). 2: Giorgi *et al.* (2004). 3: Christensen y Christensen (2004). 4: Sánchez *et al.* (2004). 5: Räisänen *et al.* (2004). 6: Räisänen (2005). 7: May (2007). 8: Goubanova y Li (2007).

	1	2	3	4	5	6	7	8
Percentil o período	95	Máxima diaria	95 (C. Ebro)	90	Máxima diaria	Máxima diaria	30 años	30 años
PRIMAVERA	A. 10-15%	Sin cambios	D. 20%	No calculado	A. 10-20% (todo el año)	No calculado	No calculado	A. 0-5 mm/día
VERANO	A. 10-15%	D. 10%	D. 40%	D. 10-25%		D. 10%	20-36 mm	A. 5 mm/día
OTOÑO	A. 10-15%	A. 10%	D. 20%	No calculado		No calculado	No calculado	A. 0-8 mm/día
INVIERNO	A. 5%	Sin cambios	A. 10%	A. 10-25%		A. 10%	25-50 mm	A. 0-10 mm/día

12.2. EL CAMBIO CLIMÁTICO Y LA EROSIÓN HÍDRICA

En lo relativo a los procesos de erosión hídrica es frecuente encontrarse, en especial en los trabajos generales desarrollados en el marco del IPCC (MOPTMA, 1994; MANNING y NOBRE, 2001; CASTILLO *et al.*, 2004; BRUNET *et al.*, 2007), con ideas que los señalan como uno de los problemas ambientales que se verán reforzados por el cambio climático, pero del mismo modo no suelen aportar citas o datos concretos en que apoyar dicha afirmación.

Estudios más especializados muestran la degradación del suelo como un proceso no lineal,

con umbrales que pueden ser alcanzados por factores climáticos y humanos. De hecho, se piensa en general que los efectos del clima serán mucho menores que los derivados de la acción antrópica (ANTLE *et al.*, 2001; GUTIÉRREZ ELORZA, 2006).

Centrados en los efectos exclusivos del clima, IMESON y LAVÉE (1998) e IMESON (2002) concluyen que la relación entre clima y erosión dependerá de la escala espacial y temporal que se utilice; así, a corto plazo (meses, años) la influencia sería ante todo en los aspectos hídricos como patrones de infiltración y

cubierta vegetal a escala de parcela. A más largo plazo (décadas, siglos) influirían los consiguientes cambios en el uso del suelo y los ecosistemas, en los que habría de considerar ya escalas de laderas o incluso de cuencas.

También gran parte de los autores coinciden en señalar los **ambientes semiáridos** como especialmente sensibles a los efectos del cambio climático en la erosión. Ya CARSON y KIRKBY (1972) hablaban de la sensibilidad de estos paisajes a pequeños cambios de clima o vegetación con efectos en la tasa de denudación o la densidad de drenaje; cambios para los que según GOUDIE (1994) podría bastar sobrepasar el valor de un aguacero crítico o de la relación P/ET (precipitación y evapotranspiración).

Para el estudio y la cuantificación del impacto del cambio climático en la erosión de suelos, se utilizan diversas aproximaciones (IMESON y LAVEE, 1998):

- **Análogos temporales:** mediante revisión de datos históricos o del registro geológico. Señalan tendencias, pero no son una buena herramienta de predicción por la gran complejidad de los procesos y factores involucrados.
- **Modelos:** Utilizando los modelos de erosión existentes y ponderando los factores en función de las predicciones de cambio climático, como se realizará aquí. El gran problema es la falta de información y la incertidumbre existente acerca del futuro de los factores en el proceso erosivo.
- **Transectos, o análogos espaciales:** Para ello, se realizan medidas de erosión a lo largo de un gradiente climático, como puede ser una vertiente montañosa o un desplazamiento latitudinal. Precisan de la elección de lugares representativos con geología, geomorfología y usos lo más homogéneos posible.

Siguiendo las hipótesis existentes de cambio climático, para el **área mediterránea** algunos autores han señalado la posible respuesta del territorio (POESEN *et al.*, 1996; VALLEJO *et al.*, 2005a):

- El aumento de temperatura llevará a la disminución de la cubierta vegetal y de la materia orgánica del suelo, con el consiguiente incremento de la erosión hídrica y eólica.
- La disminución de la precipitación media más el aumento de la frecuencia de eventos extremos puede también provocar un incremento de la erosión en amplias zonas.
- El mismo aumento de temperatura, junto con el cambio de las condiciones socioeconómicas, llevarán al abandono de tierras marginales con la consiguiente disminución de la erosión hídrica por recolonización vegetal y aumento de la pedregosidad, pero aumentará la erosión por *gullies* en las partes bajas de las vertientes por la menor carga sólida de la escorrentía.
- El cambio de las prácticas agrícolas también influye, como con el paso de cultivos mixtos a monocultivos o la disminución de los períodos de barbecho, muy convenientes para la conservación de la materia orgánica y los agregados del suelo.

La Tabla 12.4 (VALLEJO *et al.*, 2005a, pág. 388) recoge una síntesis de los impactos directos previsibles del cambio climático en el suelo y su grado de fiabilidad.

12.2.1. Estudios antecedentes.

Gran parte de los antecedentes sobre el particular se llevaron a cabo en la década de 1990. Existió incluso una iniciativa para establecer una red internacional que mejorara la capacidad predictiva de la erosión de suelos con el cambio climático, en el *Global Change and Terrestrial Ecosystems Core Project* (GCTE) del Programa Internacional Geosfera-Biosfera (INGRAM *et al.*, 1996). Se buscaba conseguir una adecuada respuesta de los modelos existentes (WEPP, WEPS), así como del estudio del pasado para aplicar métodos de análogos; aunque se centraron en especial en el modelo EPIC (Erosion/Productivity Impact Calculator) desarrollado por el USDA para analizar la relación entre la erosión del suelo y la productividad agrícola. Esto es, en áreas de cultivo.

Los de BOARDMAN *et al.* (1990), BOARDMAN y FAVIS-MORTLOCK (1993) y FAVIS-MORTLOCK y BOARDMAN (1995) entre otros constituyen un grupo de primeros trabajos, llevados a cabo en el **Reino Unido**. En ellos se realizan unos planteamientos iniciales acerca de los factores de la erosión que se podrían ver afectados por el cambio climático y en qué sentido, en función de si se produjeran o no cambios además en los usos del territorio. Utilizan el modelo EPIC (en áreas agrícolas), así como análogos climáticos y espaciales para referirse a las condiciones futuras.

Entre sus conclusiones señalan la escasez de información de partida para una adecuada modelización: las condiciones climáticas, económicas, de usos o la respuesta de los ecosistemas en esas condiciones. Hablan de la expansión en general para el Reino Unido de los cultivos hacia áreas actualmente ocupadas por herbáceas, con el aumento sustancial de la cantidad, extensión y frecuencia de la erosión. También ponen de relieve el comportamiento no lineal de la erosión, incluso contrario en algunos casos, respecto a la variación de la precipitación media anual, que es la única respuesta que daban en esa época los modelos climáticos.

En **Estados Unidos**, los primeros estudios se efectuaron en el "Corn Belt" del Medio Oeste, igualmente mediante el modelo EPIC (LEE *et al.*, 1996, 1999), siempre con vistas a evaluar

la incidencia en la productividad agrícola. A partir de una serie de alternativas (escenarios), no basadas en modelos climáticos concretos, observaron que el volumen de erosión aumentaba aproximadamente el doble que el volumen total de precipitación (un 37% frente al 20%); mientras que el aumento de temperatura mostraba una incidencia mucho menor al contrarrestarse el efecto de la disminución del volumen de la escorrentía por la mayor evaporación con la disminución de la biomasa y del contenido de MO en el suelo.

Estudios más recientes en este mismo país (PRUSKI y NEARING, 2002b; SWCS, 2003; ZHANG *et al.*, 2004) utilizan más bien la ecuación WEPP para el cálculo de la erosión, con las hipótesis climáticas proporcionadas por los modelos del Hadley Centre del Reino Unido (HadCM) y del Canadian Centre for Climate Modelling Analysis (CGCM), aplicados además a diferentes regiones norteamericanas. Por todo ello, los resultados son muy poco homogéneos espacial y estacionalmente. En cualquier caso, como idea general de interés se extrae que en lugares donde aumente *significativamente* la escorrentía, aumentará la erosión; pero donde disminuya la escorrentía (como es de esperar en el Mediterráneo), la respuesta erosiva resulta compleja en especial por las interacciones biomasa-escorrentía-erosión, por lo que en definitiva no se puede hablar *a priori* de su variación en ningún sentido concreto.

Tabla 12.4. Impactos previsibles del cambio climático en el suelo y su grado de fiabilidad (VALLEJO *et al.*, 2005a). (mf): muy fiable, (fi): fiabilidad intermedia, (i): incierto, +: el impacto supone un aumento. -: el impacto supone una disminución. 0: no se espera un efecto significativo.

Variables asociadas al cambio climático	Contenido en materia orgánica	Erosión del suelo	Salinización	Biomasa microflora y fauna	fertilidad
Aumento del CO ₂	+ (i)	-(i)	0 (mf)	0 (fi)	- (i)
Aumento de la temperatura	- (mf)	+ (i)	+(mf)	- (i)	+ (i)
Aumento de la sequía	- (mf)	+ (mf)	+(mf)	- (fi)	- (i)

Una tercera área bastante estudiada, además de las dos anteriores, ha sido la **mediterránea**, donde en la última década se desarrollaron multitud de trabajos aunque por un reducido número de autores (LAVEE *et al.*, 1991; IMESON y EMMER, 1992; BOIX-FAYOS *et al.*, 1994, 1995, 1998; IMESON *et al.*, 1998). Trabajos en los que más que aplicar un modelo analizan la variación de diversos factores (especialmente los relacionados con la erosionabilidad del suelo) a lo largo de gradientes climáticos en laderas montañosas o en distintos emplazamientos de toda la región mediterránea.

En general, observan una mejor condición de los suelos (mayor infiltración y menos erosionabilidad) a mayor precipitación anual, si bien los efectos del clima y los procesos no serían los mismos en todas las situaciones. Dentro de este conjunto de estudios, CERDÀ (1998) observa en diversos países mediterráneos que son factores del tipo de las acciones humanas o los fenómenos tormentosos puntuales los que intervienen con mayor determinación que los gradientes climáticos en la erosividad y la esorrentía.

Ya **en España**, el de ALCALÁ DEL OLMO y OLMOS (1995) en la sierra madrileña es un primer antecedente de simulación de erosión de suelos ante el cambio climático previsto. Siguen la sencilla metodología del CORINE, ante las dificultades de aplicación por lo complejo de los métodos cuantitativos paramétricos. Se limitan además a la modificación de la temperatura y precipitación medias anuales, y no de la cubierta vegetal del suelo.

De manera más reciente, el proyecto MicroLEIS del CSIC ha desarrollado el modelo RAIZAL (ROSA *et al.*, 2004) para la evaluación de la vulnerabilidad agroecológica del territorio ante distintas condiciones, incluidas las variaciones climáticas y de uso. Con este modelo, VALLEJO *et al.* (2005a), dentro de los estudios de impactos en España de la Oficina Española del Cambio Climático, observan en el conjunto de Andalucía para 2050 un aumento del riesgo de erosión en el 47% de los suelos, así como una disminución en el 18%

de los mismos. Estos mismos autores aplican el modelo USLE en la Comunidad Valenciana, en la que observan sólo incrementos moderados (5-6%) del riesgo de erosión extrema.

Finalmente, **otros lugares** objetivo de estudios específicos han sido el Mato Grosso brasileño, donde FAVIS-MORTLOCK y GUERRA (1999) aplicaron a la ecuación WEPP varios modelos climáticos globales, con los que obtuvieron resultados bastante dispares; o la Mongolia interior china, de clima semiárido y árido en donde GAO *et al.* (2002) desarrollaron una ecuación propia combinando las razones empíricas de la USLE-RUSLE con los mecanismos de la WEPP y el LISEM (en definitiva, un modelo semiempírico), aplicada al estudio de la evolución del clima y la erosión a lo largo del siglo XX.

12.2.2. Factores afectados.

Realizado este repaso a diferentes antecedentes a nuestro trabajo, se pasa a continuación a analizar el efecto del cambio climático previsto en los diversos factores del modelo RUSLE, excepto el topográfico LS, que obviamente no sufrirá ninguna modificación directa. También se integrarán las variaciones de los factores en una serie de escenarios de impacto del cambio climático en la erosión, para estudiar así su influencia como uno de los objetivos principales de esta Tesis Doctoral.

12.3. VARIACIONES EN LA EROSIVIDAD DE LA LLUVIA

Las variaciones del clima, en especial la precipitación, pueden afectar a su erosividad en diversos aspectos:

En principio, la disminución de las precipitaciones totales en el sur de Europa llevaría a un descenso de la **escorrentía**, que HANDMER *et al.* (1999) cifran en hasta un 25% respecto al período *normal* 1961–1990. También se podría pensar en la menor erosividad de unas lluvias menos abundantes.

Sin embargo, como se ha explicado, dicha erosividad de la lluvia y la escorrentía no depende tanto de las precipitaciones totales como de su frecuencia (número de días lluviosos) e intensidad (ZHANG *et al.*, 2004), las cuales tenderían a aumentar con la aridez climática por la mayor frecuencia de precipitaciones de tipo convectivo. Algunos autores, como PERLES (1996) o HANDMER *et al.* (1999) consideran que no es inconcebible la acentuación del carácter esporádico y torrencial de las lluvias, lo que aumentaría su poder erosivo.

Diversos estudios de erosividad según un gradiente climático en el ámbito mediterráneo (IMESON *et al.* 1998; CERDÀ, 2001), observan que también el coeficiente de escorrentía y el tiempo de concentración (consecuencia de la intensidad de las lluvias) aumentan con la aridez, ya que con ésta disminuye la densidad y capacidad de retención de la vegetación, así como la permeabilidad del suelo. Así mismo, es evidente también la importancia del estudio de los posibles cambios en la distribución estacional de las precipitaciones.

12.3.1. Patrones climáticos.

El patrón dominante de la variabilidad atmosférica de esta región del mundo resulta ser la Oscilación Noratlántica (NAO), en especial en invierno, primavera y otoño, con sus dos variantes o fases (Fig. 12.1; BORJARIU y JIMENO, 2003):

NAO positiva: Caracterizada por las bajas presiones (borrascas) en el NO de Europa, y una situación anticiclónica en las Azores que afecta a la Península Ibérica.

NAO negativa: Esas bajas y altas presiones descienden en latitud, por lo que el anticiclón se sitúa en Canarias y las borrascas entran directamente en la Península.

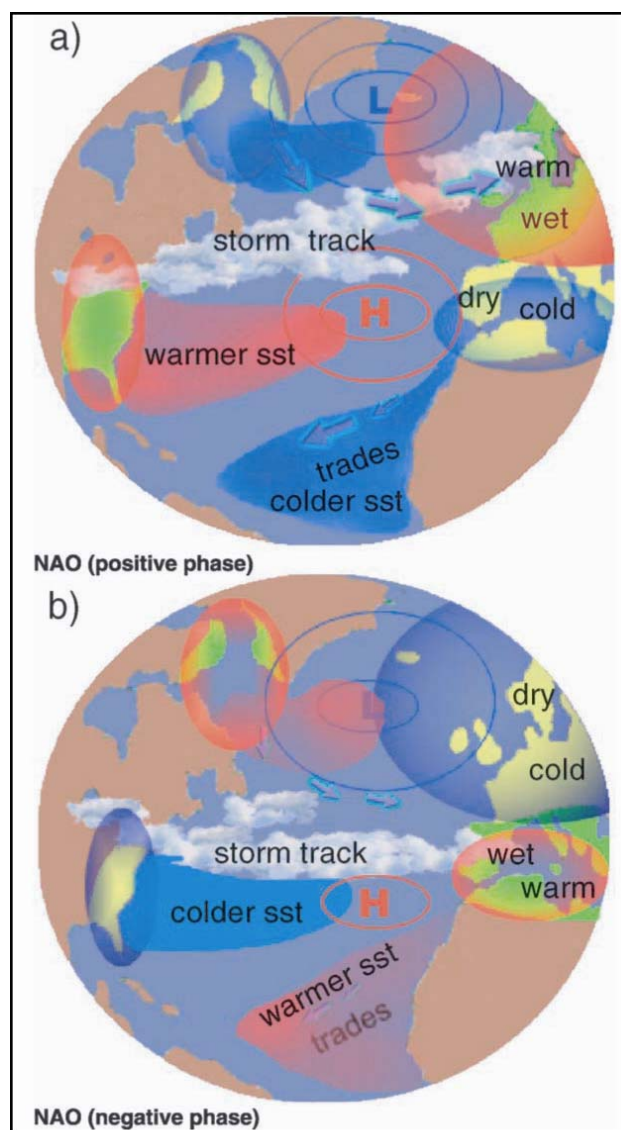


Fig. 12.1. Estructura general de las fases positiva y negativa de la NAO, con los centros de altas y bajas presiones y las correspondientes anomalías atmosféricas y oceánicas (tomada de BORJARIU y JIMENO, 2003).

Sin embargo en verano la circulación atmosférica en Europa está mucho menos controlada por estos patrones continente-océano y más por circunstancias locales que afectan al desa-

rollo de sistemas de altas y bajas presiones, esto es, procesos convectivos (MAY, 2007). Por su parte, en la vertiente mediterránea española tienen mucha mayor influencia estas lluvias convectivas a lo largo de todo el año, de manera que suponen el 70-80% de la precipitación en verano, y hasta un 30% en invierno (SUMNER *et al.*, 2003).

Aunque no hay aún suficientes estudios al respecto, parece ser que el aumento de la temperatura oceánica y otras consecuencias del forzamiento antrópico del clima se correlacionan con un mayor predominio de fases positivas, que suponen una mayor sequedad en la Europa sur occidental (BORJARIU y JIMENO, 2003).

SUMNER *et al.* (2003) proyectan en España para la última década del siglo XXI una disminución en la frecuencia de las precipitaciones de frentes atlánticos (borrascas vinculadas a fases negativas de la NAO) y polares (del centro y este de Europa), e incrementos en prácticamente todos los patrones del E, combinados con bajas presiones en el centro y sur peninsular. Ello supondría un aumento de las precipitaciones y su variabilidad en la vertiente mediterránea, aunque parece que no superior al 6-7%, junto con un incremento de la frecuencia de eventos torrenciales. En la vertiente atlántica, mucho más influida por la dinámica de la NAO, se produciría la disminución de precipitaciones ya comentada.

Por todo ello (una mayor frecuencia de situaciones anticiclónicas) se produciría en conjunto una sensible reducción de los días lluviosos (SÁNCHEZ *et al.*, 2004; CASTRO *et al.*, 2005; GOUBANOVA y LI, 2007), que rondaría el 25-50% en verano respecto a la frecuencia actual, algo menor en primavera (20-40%) y otoño (10-30%). En otoño se daría además un ligero aumento en Levante y la cuenca del Ebro por el efecto de las gotas frías y su mayor influencia mediterránea. En invierno los cambios resultan inapreciables, o todo lo más se produciría un ligero aumento (10-25%) en áreas centrales de la cuenca del Ebro.

En cuanto a variaciones de intensidad, frecuencia y variabilidad, en especial en los even-

tos **extremos de precipitación** tan importantes en el fenómeno erosivo, los resultados no son tan concluyentes. Esto es debido a que los modelos climáticos globales, de escasa resolución, no simulan adecuadamente las precipitaciones relacionadas con fenómenos no frontales sino convectivos, responsables por lo general de los eventos de mayor intensidad (MAY, 2007). Para su modelización ha sido necesario esperar al desarrollo de modelos regionales cuya resolución sea capaz de tener en cuenta factores mucho más locales.

Así, se ha visto en general que con la duplicación de gases de invernadero en la atmósfera aumentaría la intensidad de los eventos extremos de precipitación, normalmente referidos a los que superan el percentil 90 ó 95 de precipitación máxima diaria (CHRISTENSEN y CHRISTENSEN, 2004; RÄISÄNEN *et al.*, 2004; SÁNCHEZ *et al.*, 2004; RÄISÄNEN, 2005; GOUBANOVA y LI, 2007; ALLEY *et al.*, 2007). Fenómeno que parece empezar a darse ya en las últimas décadas y que de hecho, como señalan GONZÁLEZ-HIDALGO *et al.* (2005), puede ser considerado un indicador del cambio climático.

El aumento de la intensidad de la lluvia en eventos extremos para estas latitudes resulta consistente con las bases teóricas de los modelos, aunque con variaciones estacionales según la zona: en el Mediterráneo en invierno y otoño; en el S de Francia en primavera y en el N de Inglaterra en verano (GOODESS *et al.*, 2003). Se debería a que con la temperatura aumentaría también el volumen de vapor de agua en la atmósfera y se intensificarían así los ciclos hidrológico y energético. **En la Península** se propone que llevaría a un aumento de los patrones de circulación mediterráneos respecto a los atlánticos, lo que favorecería el aumento de la precipitación de carácter convectivo más intenso, en especial en la vertiente mediterránea y el cuadrante NE (SUMNER *et al.*, 2003; GIORGI *et al.*, 2004; SÁNCHEZ *et al.*, 2004), en especial en invierno, primavera y otoño, con descenso en verano. No obstante, los trabajos existentes no determinan si en nuestra región de estudio el aumento de precipitación convectiva se daría en términos abso-

lutos o únicamente relativos respecto a unas precipitaciones frontales atlánticas, que está previsto disminuyan.

En lo que ya no parece existir tanto acuerdo es en las **variaciones de frecuencia** de este tipo de eventos de precipitaciones. Existen quienes concluyen que se producirá (y ya se estaría produciendo) un acortamiento de los períodos de retorno (VOSS *et al.*, 2002; SÁNCHEZ *et al.*, 2004; GONZÁLEZ-HIDALGO *et al.*, 2005; ALLEY *et al.*, 2007); mientras que otros prevén una disminución de frecuencia (CHRISTENSEN y CHRISTENSEN, 2004; GIORGI *et al.*, 2004); resultado de unos modelos que muestran al respecto unos patrones poco claros, que debido a la gran variabilidad muestran mucho ruido y cuyos resultados no parecen ser todo lo significativos que sería deseable (RÄISÄNEN *et al.*, 2004).

12.3.2. Cambios en el factor R de la RUSLE.

A la hora de intentar desarrollar un escenario futuro plausible del factor R de la RUSLE, se choca con la limitación ya apuntada de que la mayoría de los modelos climáticos calculan los cambios a largo plazo, en valores medios y a escalas amplias, frente al requerimiento original de conocer la intensidad máxima de la lluvia en 30 minutos. Son modelos además en los que se asume un clima en el que se ha alcanzado el equilibrio tras la duplicación de los gases de invernadero, sin tener en cuenta la gradualidad de la evolución climática.

Otras asunciones que se han realizado en razón de los datos disponibles han sido que la variabilidad y la intensidad de las precipitaciones no cambiarán, a pesar de lo poco real del planteamiento. Por ello, los cálculos del valor del factor R futuro se han venido realizando casi exclusivamente mediante aproximaciones cuyas formulaciones consideren únicamente el valor de la precipitación, en ocasiones tan sólo la media anual.

Es el caso de los cálculos de NEARING (2001) en Estados Unidos, quien observa cambios significativos aunque muy variables de

unas regiones a otras del país. Otro ejemplo es el de SUN *et al.* (2002) en China, donde se producirían descensos en las regiones desérticas del interior y considerables aumentos en las zonas centrales y de costa, lo que corresponde a la región más poblada del mundo.

Una solución utilizada (ZHANG *et al.*, 2004) ha sido la de sugerir cambios en la frecuencia, intensidad o en ambas a la vez, sea a partir de datos de precipitación proyectados por los modelos climáticos y variaciones progresivas de la frecuencia e intensidad de las tormentas (PHILLIPS *et al.*, 1993); o más recientemente con la utilización de programas generadores de tiempo atmosférico (PRUSKI y NEARING, 2002a). Los resultados así obtenidos tienden a mostrar unas relaciones bastante lineales entre las variaciones de la precipitación y su consiguiente erosividad.

En este trabajo se ha utilizado la ya comentada fórmula desarrollada por ICONA (1988) para la España cantábrica y la mediterránea interior, que utiliza datos de pluviometría mensual y de máxima intensidad diaria:

$$R = e^{-0,834} (PMEX)^{1,314} (MR)^{-0,388} (F24)^{0,563}$$

Con esta fórmula (asumiendo que seguirá siendo válida para el cálculo en las nuevas condiciones climáticas) y los datos pluviométricos correspondientes a las 25 estaciones utilizadas para el cálculo del factor R en el período 1961-1990, se tratará de hacer una aproximación a su valor futuro mediante el recálculo de sus distintos parámetros en las condiciones de clima modificado por la duplicación de la concentración de gases de invernadero:

PMEX, media de las lluvias del mes de mayor precipitación de cada año.

MR, precipitación media del período octubre-mayo.

A partir de los modelos revisados y expuestos en la Tabla 12.2, se propone una variación de las precipitaciones mensuales según la siguiente razón:

- Meses de primavera (marzo, abril y mayo): disminución del 15%.
- Meses de verano (junio, julio y agosto): disminución del 25%.
- Meses de otoño (septiembre, octubre, y noviembre): disminución del 20%.
- Meses de invierno (diciembre, enero y febrero): aumento del 15%.

F24, factor de concentración de la máxima lluvia diaria:

$$F24 = d^2/D$$

Donde *d* es la precipitación del día más lluvioso del año y *D* el sumatorio de la precipitación del día más lluvioso de cada mes del año.

Siguiendo del mismo modo los modelos recogidos en la Tabla 12.3, se estima como plausible una variación de las precipitaciones máximas en 24 horas tal que:

- Meses de primavera: Sin variación.
- Meses de verano: Disminución del 20%.
- Meses de otoño e invierno: Aumento del 10%.

Y aplicando estas variaciones a las series climáticas 1961-1990 más o menos completas de las 25 estaciones analizadas, se obtienen los resultados expuestos en la Fig. 12.2a.

El mapa correspondiente a la distribución virtual de **isolíneas de R** para el período 2071-2100 sigue a grandes rasgos el correspondiente al período de referencia 1691-1990 (Fig. 12.2b), aunque con valores más bajos. Ello da como resultado la desaparición de la isolínea de 100 y la expansión de la de 50; algo así como el descenso de 10 unidades en cada una de las isolíneas. Las variaciones (Fig. 12.2c) rondan como valores más habituales el descenso del 10-15% (un 11% de media), en especial en el sector central de la región.

Los mayores descensos se dan en el área del Campo de Gómara (20-30%) y algo más ligeros en los Altos de Barahona. Descensos menores, inferiores al 10%, se presentan en las áreas montañosas de borde (rampas y sierras

meridionales) y en la Tierra del Burgo, mientras que sólo se presenta un pequeño incremento, menor del 10%, en el área de la Cuerda del Pozo y la campiña de Gormaz. Una distribución de la variación del valor de *R* en todas las estaciones se presenta en la Fig. 12.3.

Como se puede observar, estos resultados no encajan en principio con la mayor agresividad climática sugerida por autores como PERLES (1996) o HANDMER *et al.* (1999), con unas precipitaciones que estiman más esporádicas y de mayor carácter torrencial.

Aunque la ecuación utilizada no permite el cálculo de los **valores estacionales del factor R**, se puede realizar una estimación de su variación relativa según los distintos subfactores de cálculo:

PMEX: Su cálculo se basa en el mes de mayor pluviosidad del año. Según la serie de referencia 1961-1990, dicho mes se distribuye en el período analizado de la manera recogida en la Fig. 12.4a para las estaciones analizadas. La distribución media para el conjunto de estaciones aparece en la Fig. 12.4c. Ésta sigue como es lógico la distribución estacional de las precipitaciones (FIG. 1.5), de tipo invierno-primavera, en menor medida en otoño y en escasas ocasiones, tan sólo en el Campo de Gómara, en verano.

Con las esperadas variaciones en las lluvias medias (Tabla 12.2), el mes de máxima precipitación (y que determinaría este subfactor) pasaría a ser en la gran mayoría de los casos un mes invernal (paso a un régimen neto de invierno, Fig. 12.4b y c). De hecho, con la proyección realizada apenas un par de estaciones seguirían teniendo sus máximos en primavera o verano, y ninguna en otoño.

En cuanto al valor absoluto de este PMEX, muestra un comportamiento similar al de *R* (Fig. 12.5 *cf.* Fig. 12.3), con descensos medios en casi todas las estaciones en torno al 10% (mayores en el Campo de Gómara), salvo en la Cuerda del Pozo, donde aumentaría en el mismo orden de magnitud por la mucha mayor importancia en el sector de las precipitaciones invernales.

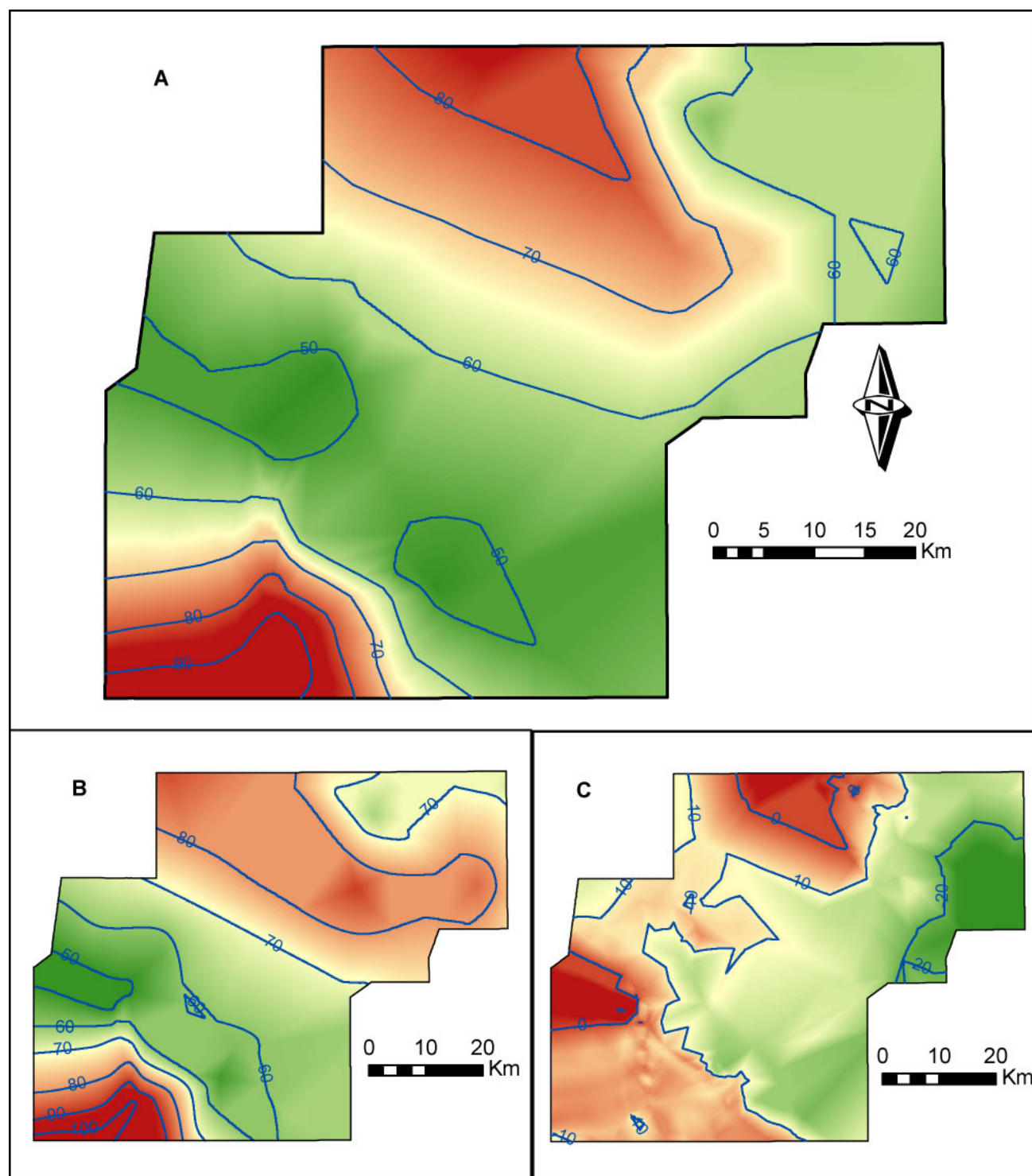


Fig. 12.2. Valores del factor R estimados para el período 2070-2100 (A) y para la referencia 1961-1990 (B), en $(MJ \cdot mm)/(ha \cdot h \cdot \text{año})$ y variaciones entre ambos valores, en % (C).

F24: Función de los máximos de precipitación en 24 horas. El día de mayor precipitación del año para el período 1961-1990 se distribuye de la manera expresada en la Fig. 12.6a y c. Se observa así que es un subfactor en el que resultan menos importantes los valores de invierno y primavera, con lluvias aso-

ciadas en general a los frentes atlánticos, frente a las lluvias más intensas y cortas de verano y otoño más propias de fenómenos convectivos.

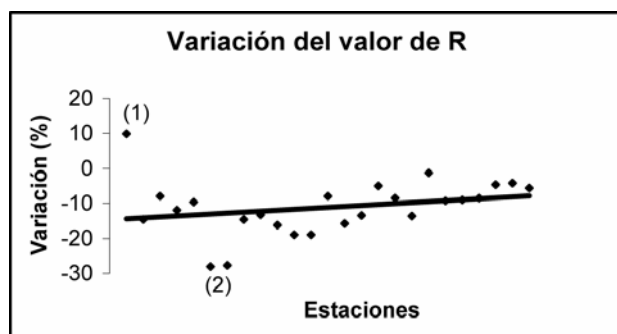


Fig. 12.3. Variaciones de la erosividad de la lluvia en las distintas estaciones, ordenadas aproximadamente de NE (a la izquierda) a SO (a la derecha) en condiciones de base y de clima alterado (Positivo: aumento. Negativo: disminución).

Se observa un descenso mayor desde el SE de la región hacia el NO, con la excepción de la estación de Vinuesa (1), en la Cuerda del Pozo. Los mayores descensos aparecen en estaciones del Campo de Gómara (2).

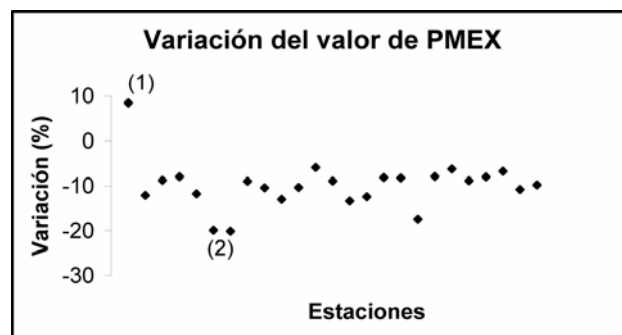


Fig. 12.5. Variación del subfactor PMEX de la R de la RUSLE en las estaciones analizadas. Misma distribución que en la Fig. 12.3. (1): estación de Vinuesa, en la Cuerda del Pozo. (2): estaciones en el Campo de Gómara.

Aplicadas las variaciones de intensidad previstas a las series de datos climáticos, la distribución de este día de máxima precipitación (2070-2100) se presenta en la Fig. 12.6b. Destaca un pico muy claro en otoño, cuando se daría en la mayor parte de los lugares y años esta máxima intensidad y pasaría a ser el período que controlara este subfactor de la erosividad. Frente a ello, primavera e invierno apenas muestran cambios mientras que el verano perdería gran parte de su importancia en este aspecto, que sólo se mantendría en el Campo de Gómara. Verano en el que, aunque se puedan dar en todo caso eventos tormentosos puntuales muy intensos, parece que disminuirá la probabilidad de que las precipitaciones en 24 horas sean superiores a unos 15 mm (DURMAN *et al.*, 2001).

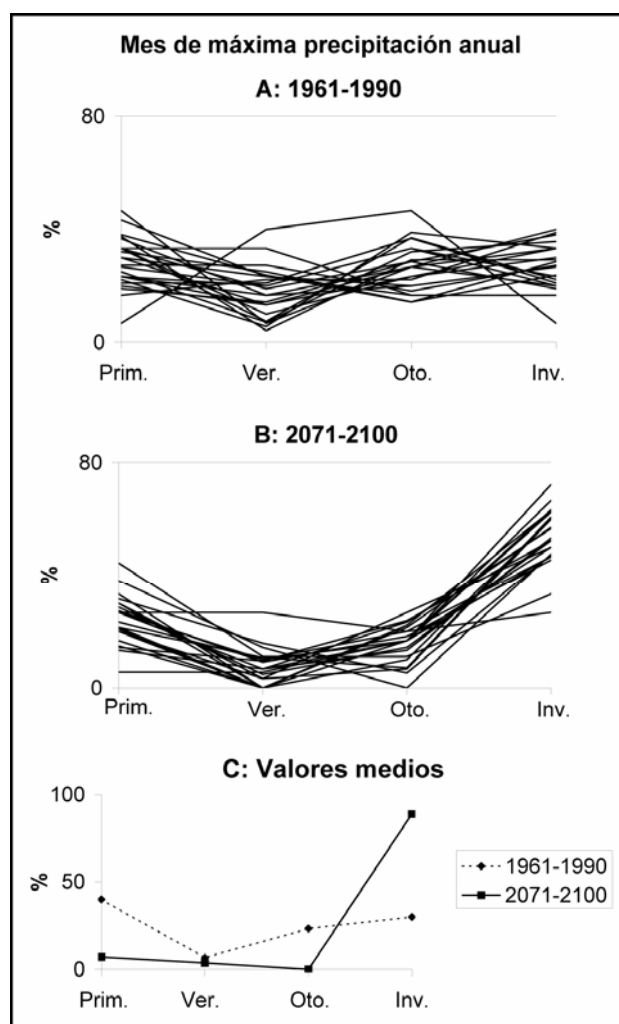


Fig. 12.4. Estación de año en que se da el mes de máxima precipitación anual durante la serie de base (a) y en condiciones de clima alterado (b) en las distintas estaciones meteorológicas analizadas y sus valores medios (c).

Comparando la variación de sus valores absolutos en las distintas estaciones (Fig. 12.7), se observa un predominio de los descensos en general no mayores del 15%, en especial en la parte izquierda de la gráfica (estaciones del NE del área), cuyas máximas precipitaciones en 24 horas se tienden a presentar en meses de verano con bastante frecuencia. Frente a ellas, la parte derecha de la gráfica, con las estaciones meridionales, muestra frecuentes ascensos, asociados a aquéllas cuyos extremos diarios se suelen dar más bien en el otoño.

MR: Se trata de un subfactor que, por así decirlo, *suavizaría* a los anteriores al estar elevado en la fórmula a una potencia negativa, por lo que actúa disminuyendo la R cuanto mayor es su valor (conforme los picos de intensidad o estacionalidad son menos pronun-

ciados respecto a las lluvias medias de la mayor parte del año). Su variación es bastante homogénea en todas las estaciones (Fig. 12.8), con disminución en torno al 9% y no excesiva influencia en la variación final de R ni su distribución espacial, ya que los descensos en los meses de primavera y otoño tienden a compensarse con los ascensos invernales.

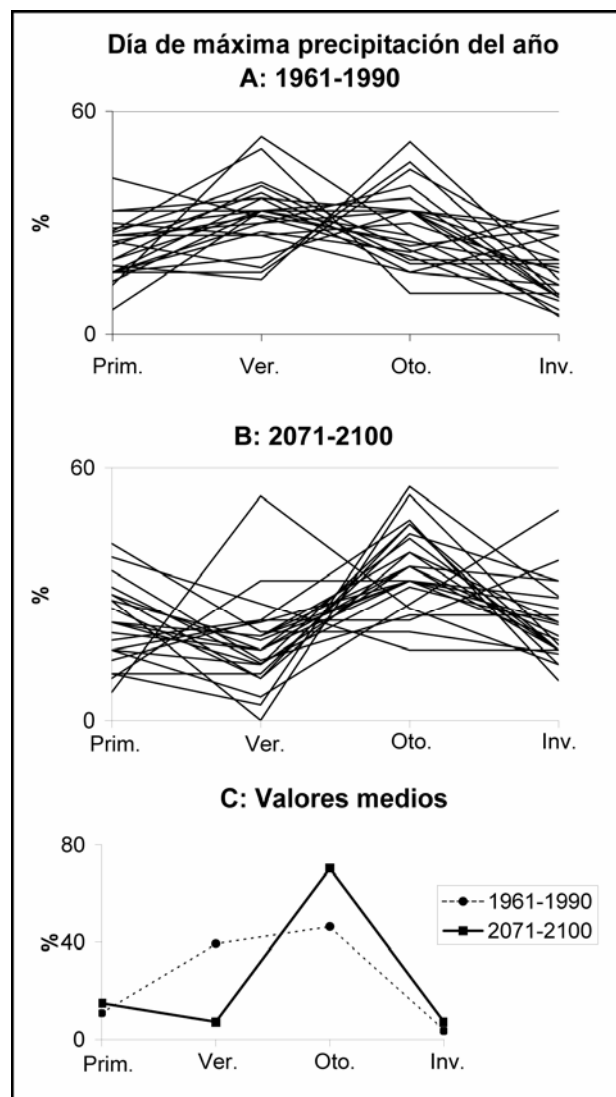


Fig. 12.6. Estación del año en que se da el día de máxima precipitación anual durante la serie de base (a) y en condiciones de clima alterado (b) en las distintas estaciones meteorológicas analizadas y sus valores medios (c).

Una conclusión general que se extrae de este análisis es que aumentará la importancia en la erosión de las precipitaciones máximas diarias otoñales frente a las estivales; y la de las máximas mensuales de invierno frente a las del resto del año; esto es, una concentración de las precipitaciones de características más erosivas en otoño (aunque entendemos que no relacionadas con influencias de las gotas frías

de la costa mediterránea); e invierno, estaciones en las que el suelo dedicado al cultivo de secano se encuentra labrado o recién sembrado, sin una cubierta vegetal protectora suficiente. No obstante, esta circunstancia habría de ponderarse mediante el factor C de la RUSLE.

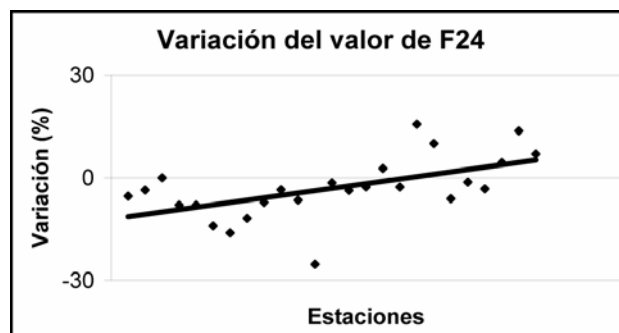


Fig. 12.7. Variación del subfactor F24 de la R de la RUSLE en las estaciones analizadas. Misma distribución que en la Fig. 12.3.

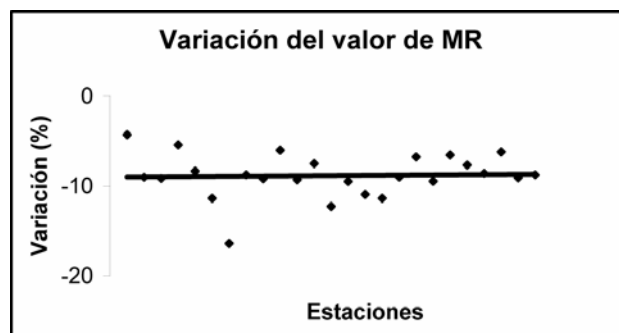


Fig. 12.8. Variación del subfactor MR de la R de la RUSLE en las estaciones analizadas. Misma distribución que en la Fig. 12.3.

Este cambio de la distribución estacional de R se asocia a lo expuesto en ICONA (1988), en cuanto a que el régimen actual de la región (cuencas del Duero, Ebro interior e Ibérica y Pirineos) se caracteriza por su relativa homogeneidad a lo largo del año, en el que el período mayo-agosto determina la mayor parte de la R, y en menor medida el período de septiembre a abril. Con este clima alterado, se aproximaría más al régimen propio de la submeseta sur (cuenca del Tajo) o incluso el Sureste peninsular, que presenta dos picos bien diferenciados (enero-mayo y septiembre-diciembre) y una larga sequía estival.

12.4. VARIACIONES EN LA EROSIONABILIDAD DEL SUELO

En lo relativo a los efectos del clima en la erosionabilidad del suelo, son numerosos los trabajos llevados a cabo hasta la fecha centrados en el área mediterránea, y muy especialmente en el Levante peninsular por ejemplo con el proyecto ERMES. Trabajos que se basan fundamentalmente en el estudio de transectos a lo largo de gradientes climáticos.

En los primeros estudios al respecto (IMESON y EMMER, 1992) se hacía notar que a mayor aridez, la tasa de infiltración del suelo disminuye y su erosionabilidad tiende a ser mayor. Posteriormente (BOIX-FAYOS *et al.*, 1994, 1998) se fueron concretando los parámetros del suelo que siguen de manera directa o inversa los gradientes climáticos en un área de montaña:

- El contenido de materia orgánica (MO), arcilla y la capacidad de intercambio catiónico disminuyen con el descenso de cota (menor humedad y aumento de temperatura).
- La escorrentía y la producción de sedimento, en especial en verano, se incrementan hacia lugares más secos.
- El grado de agregación y la estabilidad de los agregados también parecen tender a disminuir con la aridez, aunque están más controlados por factores como el contenido de MO del suelo y el grado de cubierta vegetal y raíces, o el tipo de actividad biológica descomponedora (microbiana, lombrices, etc.).

Lo que se puede resumir en variaciones en el contenido en MO, la textura, la estructura y el grado de humedad, todos ellos recogidos salvo el último en el cálculo del factor K de la RUSLE. Por ello, aun teniendo en cuenta la elevada resiliencia mostrada por los suelos y sus propiedades ante variaciones del clima o de los usos, se tratará de evaluar dichos cambios potenciales en la región.

12.4.1. Contenido de materia orgánica.

El contenido de MO de un suelo se puede considerar el resultado del balance entre las entradas procedentes de la materia vegetal, fundamentalmente, y los procesos de descomposición. Se espera (VALLEJO *et al.*, 2005b) que el cambio climático influya en el contenido de MO del suelo, directamente sobre los procesos de mineralización, e indirectamente sobre los cambios de uso y cubierta vegetal.

Salvo en casos de gran aridez, a mayor temperatura media, o más bien a mayor evapotranspiración (MEENTEMEYER, 1984; IMESON y EMMER, 1992), se observa una tasa de descomposición de la MO más rápida por la mayor actividad biológica y por tanto su pérdida del suelo (JENKINSON *et al.*, 1991; FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2005). No obstante, algunos autores plantean una serie de procesos que también podrían ejercer su influencia:

IMESON y EMMER (1992) hablan de que el aumento de una vegetación más esclerófila, con mayor contenido en lignina de difícil descomposición, compensaría al menos en parte el efecto del calentamiento. También se ha mencionado el efecto retardador de la mayor aridez (VALLADARES *et al.*, 2005; VALLEJO *et al.*, 2005b), que habría que tener en cuenta en un medio limitado hídricamente en el que la disponibilidad de agua pudiera convertirse en el condicionante principal.

Otros (JENKINSON *et al.*, 1991; ANTLE *et al.*, 2001) hablan además de la mayor productividad de biomasa vegetal en un medio más cálido y con mayor CO₂ que estimule la actividad fotosintética. No obstante, VALLEJO *et al.* (2005b) apuntan que el aumento de temperatura afectará más a la tasa de descomposición que a la producción primaria, con resultado neto de pérdida de MO; así como que los efectos del aumento del CO₂ atmosférico en la producción no están claros a medio o largo plazo, por lo que no se ve razonable de momento tenerlos en cuenta.

Finalmente, son también varios los trabajos en que se remarca la importancia en los ecosistemas mediterráneos del fuego como el factor de mineralización esencial, y más aún en el futuro en un medio más cálido y árido (ALLEN *et al.*, 1995; FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2005; VALLEJO *et al.*, 2005a, b).

Para la **cuantificación** de las posibles variaciones del contenido de MO en el suelo, se han propuesto una serie de fórmulas, como en POST *et al.* (1982) para climas templado-húmedos (no aplicables a los mediterráneos); o la fórmula de tasa de descomposición anual de la MO de MEENTEMEYER (1984), basada en la evapotranspiración real anual y el % inicial de lignina, y desarrollada para un medio mediterráneo como son los climas semiárido y subhúmedo de California.

En la España peninsular se han llevado a cabo los trabajos de HONTORIA *et al.* (1999, 2005), a partir de las bases de datos existentes de clima y perfiles de suelos y el estudio de las correlaciones entre ambos. En ellos se concluye, al igual que en anteriores estudios, la mayor importancia de la precipitación que de la temperatura, muy especialmente a través de la evapotranspiración, el régimen de humedad del suelo y los balances hídricos.

Otros factores menores estudiados han sido la textura del suelo, para la que hallan una correlación inversa muy pobre, con menores contenidos de MO¹ cuanto más gruesa sea la textura; también correlación baja aunque significativa con la altitud, más por efecto de la disminución de temperatura que por el aumento de precipitaciones; y correlación positiva con la pendiente, lo contrario a lo que cabría esperar en unos suelos en principio menos evolucionados, explicada por el predominio de los usos no agrícolas (matorral, forestal) de las topografías más abruptas.

La fórmula final que obtienen es la siguiente:

$$CO = -2,5 + 0,0129 P - 3 \cdot 10^{-6} \cdot P^2 - 0,241 \cdot 10^{-3} \cdot PT$$

$$(R^2 = 37\%)$$

Siendo: CO: Contenido en % de carbono orgánico del suelo.

P: Precipitación media anual, en mm.

T: Temperatura media anual, en °C.

Lo que aplicado a una hipotética variación de ambos parámetros en el clima futuro daría lugar a cambios en los contenidos de MO del suelo según lo expuesto en la Tabla 12.5 para distintos usos (bosque, matorral y pastizal).

Tabla 12.5. Cambio medio del contenido de C orgánico (%) en escenarios de cambio climático para diferentes cubiertas vegetales (de Hontoria *et al.*, 1999).

P: Precip. promedio anual de 796 mm.

T: Temp. media anual de 13,2°C.

Escenario	Bosque	Matorral	Pastizal
T cte., P aum. 10%	-7,8	-5,5	-9,0
P cte., T aum. 10%	-5,6	-4,0	-6,5
T aum. 10%, P aum. 10%	+0,8	+0,6	+0,9
T aum. 10%, P dism. 10%	-12,9	-9,1	-14,8

En el caso de suelos de cultivo no son de esperar unos cambios tan marcados, debido a que se trata de suelos mucho menos complejos, en los que parecen influir más la duración del período seco estival y su contenido de limo, y por supuesto las técnicas de manejo (IMESON, 2002; VALLEJO *et al.*, 2005b).

Con estos datos se puede establecer una relación entre las variaciones de precipitación y temperatura previstas y el contenido en MO de los suelos del área. Así, como media para los tres usos se deduce una disminución del 4% de MO por cada grado de aumento de temperatura, y disminución del 9% de MO por cada 100 mm de descenso de la precipitación media anual. Tomando un aumento medio de 3 K de temperatura para la zona, tendríamos un descenso medio de MO del 12%; y con un descenso del 15% de precipitación (equivalente a unos 100 mm en el conjunto de la región), descenso del 9% de MO; lo que en su conjunto conllevaría a un descenso del 21% de los contenidos de MO de los suelos, que será el valor que se tome para todas las unidades edáficas

¹ En concreto, en estos estudios se refieren no estrictamente a la MO sino al carbono orgánico (CO), con el que en suelos minerales guarda en peso una relación simple aproximada de: MO = 1,7 CO.

en el recálculo del factor K en condiciones de clima alterado.

Se considera este valor medio genérico, en lugar de establecer la consiguiente relación con el uso actual, precisamente para que su cálculo en conjunto no se vea afectado con los posibles cambios futuros de uso y cubierta vegetal que podrían tener lugar, como se analizará más adelante con el factor C.

12.4.2. Variaciones texturales.

Al contrario de lo expuesto con la MO, son escasos los estudios relacionados con las posibles variaciones en la textura del suelo como resultado de los cambios climáticos. Todo lo más, señalan una serie de tendencias muy generales según transectos (análogos espaciales), como es el aumento de las fracciones gruesas con la aridez o en el caso de la alta montaña (predominio de la disgregación mecánica del material parental), o el de las fracciones finas en climas más húmedos o cálidos (aumento de la alteración química y formación de arcillas).

También hay que tener en cuenta la mayor estabilidad de las fracciones minerales respecto a las orgánicas, mucho más reactivas, por lo que las primeras necesitarían mucho más tiempo para responder al clima y sea quizás excesivamente aventurado considerar cambios sensibles de aquí al período alterado 2070-2100. Por lo que respecta a los cambios de cobertura vegetal, en estudios al respecto (EVRENDILEK *et al.*, 2004) no se han visto afecciones significativas en la textura.

Para el estudio de estas posibles relaciones clima-granulometría del suelo se cuenta con una serie de trabajos realizados en la ETSI de Montes de la Universidad Politécnica de Madrid, en los que relacionaron diversas propiedades texturales y químicas del suelo con las características climáticas en distintos tipos de sustrato geológico: calizas (SÁNCHEZ GÓMEZ, 1999; VENTURA, 1999; GARCÍA TERUEL, 2002), dolomías (ROMERO, 2000), areniscas (RODRÍGUEZ HERNÁNDEZ, 1999), y otros tipos como las pizarras, los

gneises o las cuarcitas, no revisados por no darse en la región. De estos trabajos se obtienen de la misma manera tendencias, sin el establecimiento de posibles ecuaciones que hubieran permitido un intento de cuantificación, sin resultados absolutamente concluyentes en todos los tipos de suelo analizados; si bien cuando se han detectado correlaciones nunca han resultado contradictorias en los diferentes sustratos.

Fracción arena: Todos los autores parecen coincidir en que ésta aumenta con la mayor aridez relativa, sea por la disminución de las precipitaciones totales, un balance hídrico negativo (P-ETP) o incluso con una mayor insolación (laderas de solana). Los mayores porcentajes se darían en un clima relativamente más cálido y seco (a lo que se tendería en la región); donde el contraste térmico estacional y diario no fuera excesivo (inviernos menos fríos), lo que impediría una intensa disgregación del material; y donde la falta de humedad dificultara la alteración química.

El otro extremo lo constituyen los climas más húmedos con inviernos no muy fríos, donde se tendría una mayor acción mecánica y química de la lluvia y la escorrentía, con el correspondiente sesgo hacia finos. Tampoco son de esperar condiciones húmedas y frías propias del periglacialismo de montaña, donde la crioclastia intensa (acción mecánica) favorece también el aumento de estas fracciones gruesas.

Fracción limo: Al tratarse de un intervalo intermedio, su comportamiento ante los parámetros climáticos no parece mostrar tendencias significativas en ninguna dirección; en algún caso, parece presentar menores contenidos en un clima más seco y cálido.

Fracción arcilla: En trabajos muy generales, como el de ROSENZWEIG y HILLEL (2000) se habla de una manera excesivamente tajante de que los contenidos de arcilla tenderán a aumentar por la meteorización acelerada de los minerales primarios. Sin embargo, esto se podría asociar a unas condiciones generales de aumento de temperatura y precipitaciones, pero no así para este entorno mediterráneo en

el que se espera más bien un aumento de la aridez con ascenso de temperatura pero descenso de precipitación. Quizá por ello en varios de los estudios manejados (RODRÍGUEZ HERNÁNDEZ, 1999; SÁNCHEZ GÓMEZ, 1999; ROMERO, 2000) no se han visto tendencias claras. En otro (VENTURA, 1999) se describe el esperado aumento cuanto mayor es el índice hídrico (P-ETP) y en general en ambientes relativamente fríos y húmedos.

No obstante, GARCÍA TERUEL (2002) señala la circunstancia de aumento de los contenidos de arcilla en ambiente mediterráneo semiárido (no así en subtipo seco ni subhúmedo; es decir, referido a menos de unos 450 mm de precipitación anual) cuando existe una marcada estacionalidad de las lluvias, con la que existiría un menor lavado de finos y por otro lado una argilización *in situ* de los silicatos. En condiciones de clima alterado se espera efectivamente que en la región de estudio se acentúe la estacionalidad de las precipitaciones; aunque las condiciones semiáridas s.s. se podrían alcanzar quizás tan sólo en los sectores más secos, como son las campiñas bajas centrales.

Con todo lo expuesto, resulta complicado establecer algún criterio con el que variar numéricamente las características texturales del suelo y así hipotetizar con su influencia en los futuros valores del factor K de erosionabilidad del suelo.

La textura tiene influencia, como se describió en el capítulo anterior, en dos subfactores de K:

$M = (\% \text{limo} + \text{arena muy fina}) \cdot (100 - \% \text{arcilla})$

C: Clase de permeabilidad, con un valor en función de la textura:

- 1- Arenosa.
- 2- Arenosa franca o Franca arenosa.
- 3- Franca o Franca limosa.
- 4- Franca arcillo-arenosa o Franca arcillosa.
- 5- Franca arcillo-limosa o Arcillosa-arenosa.
- 6- Arcillosa-limosa o Arcillosa.

Según lo cual, el valor de **M** (subfactor de granulometría) sería menor cuanto mayor fue-

ra el contenido en arcilla; mientras que **C** (subfactor de permeabilidad) sería menor con una textura más arenosa. Ello supone que ante un hipotético aumento de la fracción más gruesa, la arenosa, el aumento del subfactor M se compensaría con la disminución de C. Y concuerda a su vez con la idea general de partida según la cual la erosionabilidad de un suelo, en sus condicionantes granulométricos, depende esencialmente de su contenido en limos y es mucho más independiente de las proporciones relativas de arena (de alta permeabilidad) respecto a la arcilla (de alta cohesión).

Para analizar la posible evolución de la erosionabilidad en estas condiciones de variación de textura y permeabilidad, y a falta de modelos que permitan una cuantificación más o menos concreta, se ha fijado una sencilla hipótesis de partida. Ésta consiste en la pérdida para todos los suelos de un 20% de su fracción arcillosa, que en el recálculo de porcentajes pasaría a aumentar la fracción arena (la fracción limo modificado se considera invariable). Variaciones que entran dentro de lo habitual para un mismo tipo de suelo en diversos lugares y circunstancias de alteración, acumulación o lavado.

Con esta asunción se han reclasificado los suelos en cuanto a su textura-permeabilidad y se ha recalculado el valor K (considerando también la disminución de MO tratada en el apartado anterior). Los **resultados** se han representado en la Tabla 12.6. Los valores obtenidos resultan desiguales, aunque marcan por lo general un aumento no muy elevado de la erosionabilidad (en torno al 7%) por el aumento del parámetro M de la fórmula. Las mayores variaciones (aumentos o disminuciones) las muestran las texturas más extremas: las más arcillosas (suelos sobre cretácico superior calizo, paleógeno detrítico y calizas de los páramos) o arenosas (terrazas altas), donde estas pequeñas variaciones del contenido de arcilla supondrían cambios sensibles en las clases de textura y permeabilidad.

Tabla 12.6. Cálculo de los valores del factor K en condiciones de clima alterado y su variación respecto a los originales.

SUSTRATO	%mod. finos	% arcilla	% mo original	% mo alterada	Estructura (b)	Textura-permeab. (c)	Valor K original	Valor K alterado	Aumento de K (%)
Buntsandstein	16,97	5,57	1,96	1,55	Granular fina (2)	Arenosa franca (2)	0,0092	0,0097	5,4
Keuper	44,26	32,64	3,47	2,74	Granular muy fina (1) o en bloques subangulares (4)	Franco-arcillosa (4)	0,0270	0,0302	11,9
Areniscas Weald	9,11	8,90	2,65	2,09	Granular media-fina (3-2)	Arenosa franca (2)	0,0044	0,0047	6,8
Mesoz. calizo S	52,62	15,36	5,30	4,19	Granular fina (2)	Franco limosa (3)	0,0267	0,0312	16,9
Arenas de Utrillas	25,41	18,43	3,05	2,41	Granular fina (2)	Franco arenosa (2)	0,0116	0,0127	9,5
Mesoz. calizo N	37,35	14,29	7,13	5,63	Granular fina a muy fina (2-1)	Franca (2)	0,0112	0,0121	8,0
Paleógeno detrítico	11,00	41,70	1,39	1,10	Granular fina a media (2-3)	Arcillo-arenosa (5)	0,0134	0,0135	0,7
Arenas miocenas (Campiña baja)	21,73	13,58	4,31	3,40	Granular fina a media (2-3)	Franco arenosa (2)	0,0104	0,0117	12,5
Gravas silíceas (Tierra del Burgo)	24,19	7,89	2,42	1,91	Granular fina (2)	Franco arenosa (2)	0,0141	0,0150	6,4
Conglom. calcáreos miocenos	42,99	20,27	3,58	2,83	Granular media (3)	Franca (3)	0,0292	0,0314	7,5
Cuestas del Páramo	50,75	22,45	5,82	4,60	Granular fina (2)	Franca (3)	0,0215	0,0257	19,5
Páramo mioceno	52,23	31,22	3,91	3,09	Granular muy fina (1) y en bloques subangulares (4)	Franca arcillo-limosa (5)	0,0340	0,0366	7,6
Terrazas altas (Pinares Almazán)	6,08	5,27	1,29	1,02	Granular media (3)	Arenosa franca (2)	0,0051	0,0052	2,0
Terrazas bajas y fondos aluviales	18,49	8,02	1,69	1,34	Granular media (3)	Arenosa franca (2)	0,0148	0,0152	2,7

Este cálculo no obstante ha de considerarse como un mero ejercicio académico, muy incierto en su correlato real. Entre los problemas más evidentes está que supondría unas variaciones cuantitativas muy grandes en los suelos más arcillosos. En éstos, además, hay que asumir que la arcilla procede en gran parte de una alteración edáfica subactual, frente al caso contrario que sería el de unos suelos condicionados primordialmente por la granulometría del material geológico parental, de manera que no podrían alcanzar estas texturas hipotéticas.

12.4.3. Variaciones estructurales. Agregados.

En relación con la erosión, la estructura de un suelo es una propiedad que se puede considerar resultado de dos características funda-

mentales: los agregados organo-minerales (o simplemente **agregados**) y la existencia de horizontes de acumulación; si bien estos últimos, al no formar en general parte del *topsoil*, no tienen incidencia en el cálculo del modelo RUSLE.

Agregados.

Determinan las estructuras granulares en sus diversos tipos. Se forman por la unión de partículas de arcilla y de materia orgánica para formar gránulos de mayor tamaño y propiedades físico-químicas de gran importancia, constituyendo un esqueleto separado por huecos (poros). Aun siendo partículas frágiles, los agregados se comportan de manera más o menos estable a largo plazo. Estabilidad muy condicionada por las características de temperatura, humedad y % de MO (POESEN *et al.*,

1996) al determinar distintos procesos físico-químicos y biológicos. Hasta tal punto influyen y son influidos por las demás propiedades edáficas, que IMESON (2002) considera a los agregados un buen indicador tanto de la erosionabilidad del suelo como del grado de incidencia del cambio climático en la erosión. Esto es así al menos en el caso de cubiertas vegetales naturales o seminaturales, ya que en suelos cultivados no hay una gran variación en los procesos biológicos de formación de agregados, por tratarse de suelos mucho menos complejos y muy afectados por acciones como el laboreo o el riego.

Considerando los estudios realizados en un gradiente de precipitación y altitud en la España mediterránea (BOIX-FAYOS *et al.*, 1994, 1995, 1998; CAMMERAAT y IMESON, 1998) se pueden extraer una serie de conclusiones:

- La agregación y la consiguiente tasa de infiltración son mayores en áreas vegetadas, donde el suelo adquiere condiciones más favorables y un microclima más estable.
- La agregación también aumenta con la humedad, presentando los valores más altos tras eventos lluviosos, cuando además los agregados más grandes tienden a romperse en otros más finos (algo positivo de cara a la erosionabilidad del suelo).
- La estabilidad de los agregados aumenta con el contenido de MO y la presencia de raíces. Muy especialmente parece aumentar la proporción de microagregados (inferiores a 0,106 mm).
- También parece aumentar la estabilidad de los agregados con las mayores temperaturas, al favorecer una mayor actividad biológica procesadora de la MO y mayores contenidos de arcilla en el suelo.
- Por el contrario, climas restrictivos con altas temperaturas, baja precipitación, ciclos repetidos de helada-deshielo o humectación-desección merman la estructura de los suelos.

En definitiva, lo ideal para tener un mayor grado de agregación del suelo es un clima relativamente cálido y húmedo, siempre que los

usos no influyan negativamente. Las condiciones futuras de clima alterado, con aumento de temperatura y disminución de la precipitación, conllevarían presumiblemente:

- Disminución de la humedad edáfica, con lo que los agregados tenderían a ser de mayor tamaño (estructuras más erosionables), y más sueltos.
- Disminución de los contenidos de MO, lo que afectaría negativamente a la estabilidad de los agregados y haría disminuir el % de microagregados.
- La mayor aridez relativa, como se vio en el punto anterior, llevaría al aumento de las fracciones minerales más gruesas, menos susceptibles de formar agregados.
- Un factor muy importante que influye en la estabilidad de los agregados, como se ha visto en los estudios mencionados y otros (IMESON y LAVÉE, 1998), es el grado de sombra (el inverso de la insolación directa): bajo las cubiertas de restos o vegetación se encuentran los valores más altos de agregación. También la insolación influye en su tamaño, hasta el punto de que en laderas de solana se ha llegado a observar una variación aproximada del 10% en los tamaños de los agregados respecto a las umbrías (CAMMERAAT y IMESON, 1998).

Entra dentro de lo plausible, como se verá en el apartado siguiente en el que se tratará la posible evolución de la cubierta vegetal y los usos del suelo, que en las condiciones de clima alterado la vegetación tienda a ser más abierta y sus residuos más fácilmente descompuestos. De modo que se tendría otro factor que influiría negativamente en la agregación, si bien estas mismas condiciones podrían hacer disminuir el tamaño de estos agregados, algo que disminuiría su erosionabilidad.

Otro de los fenómenos edáficos que se presume estará influido por el cambio climático es el de la **precipitación o lavado de carbonatos** de Ca y Mg. Dichos carbonatos tienen incidencia en los mencionados dos aspectos de la estructura: la formación de horizontes de acumulación y como elementos de formación de agregados.

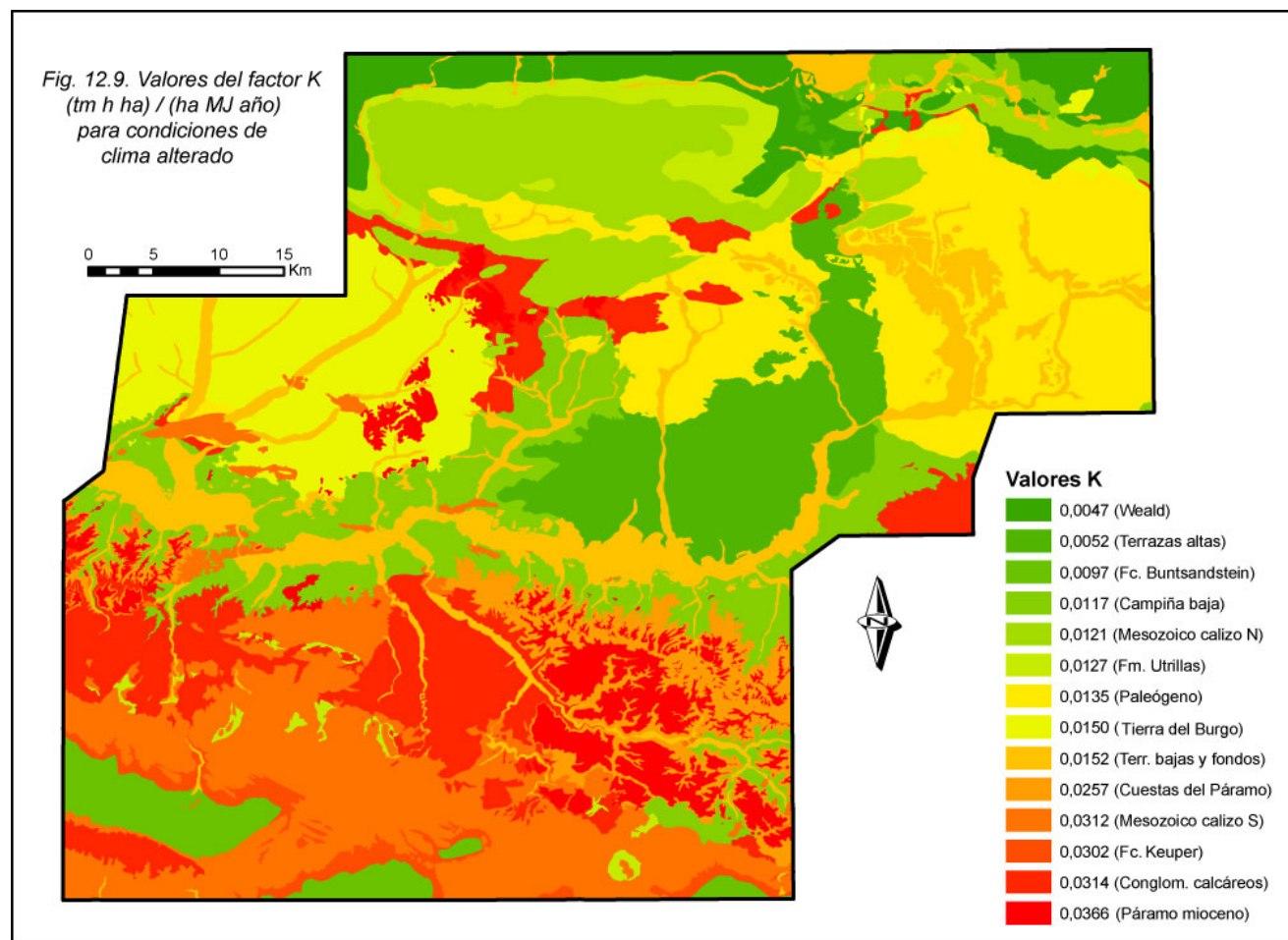
En los climas relativamente más áridos se produce un menor lavado de cationes en el suelo, por lo que existirá una mayor tendencia a la formación de horizontes de acumulación (tipo C_{Ca}). Esta tendencia aparece citada en los estudios realizados en gradientes climáticos peninsulares y en suelos sobre calizas, como los de SÁNCHEZ GÓMEZ (1999) y VENTURA (1999), aunque otros como ROMERO (2000) no ven resultados concluyentes.

El otro aspecto es el de la incidencia del carbonato, presumiblemente más abundante en el clima alterado, como agente en la formación de agregados. Se conoce la propiedad del $CaCO_3$ como agente estabilizante para los agregados, así como del Ca como floculante de las arcillas. Este menor lavado del carbonato supondría por tanto una menor acidificación del suelo y una mayor tendencia a la formación de agregados mayores y más complejos, contrarrestando el efecto de pérdida de MO y como proceso inverso al descrito por YOUNG *et al.* (1998) para condiciones de aumento de temperatura y precipitación.

Sin embargo, vuelven a ser los aspectos relacionados con la cubierta vegetal los que parecen determinar en mucha mayor medida que el

clima las variaciones en la estructura del suelo (CAMMERAAT y IMESON, 1998; YOUNG *et al.*, 1998; EVRENDILEK *et al.*, 2004), de modo que el diámetro medio de los agregados y su estabilidad parecen ser sensiblemente mayores en bosques y pastizales que en las áreas de cultivo. En los estudios citados se ha observado en cuestión de una década descensos del orden del 50% del contenido de la MO o del 10% de la porosidad y densidad aparente en el caso de puesta en cultivo de áreas con vegetación natural o seminatural.

Con todo lo anterior, resulta claro que para poder formular cambios estructurales plausibles en los suelos de la región, habría que tener un conocimiento mucho más exacto de circunstancias tales como es la distribución actual y previsible de tamaños de agregados o su contenido en cationes y las consecuencias sobre la estructura, que se escapan del alcance de este trabajo. Por ello, no se considerarán variaciones en este subfactor estructural para calcular el valor de K en condiciones de clima alterado, sino que se asumen los cálculos ya expuestos en la Tabla 12.6, y en forma cartográfica en la Fig. 12.9, con las posibles variaciones en textura y contenido de MO.



12.5. VARIACIONES EN LA CUBIERTA VEGETAL Y LOS USOS DEL SUELO

La mayor parte de los autores (entre ellos, IMESON y LAVEE, 1998; IMESON, 2002) consideran que al menos a largo plazo las variaciones ecosistémicas recogidas en el factor C de la RUSLE serán mucho más importantes en relación a la erosión y el cambio climático que los posibles cambios en la erosividad de la lluvia. En cada región climática se encuentra una cubierta vegetal, unas posibilidades agrícolas y ganaderas y un régimen de lluvias característicos, que determinan distintos tipos de escorrentía.

Partiendo de estas ideas, THORNES y BRANDT (1994) ensayaron un modelo estocástico de relaciones entre las variaciones de vegetación y el clima, y su incidencia en la erosión en el SE español. Estudiaron así los cambios para una sola especie vegetal o para la combinación de dos, de lo que dedujeron unas

respuestas tremendamente complejas. La respuesta de la erosión a los cambios climáticos no dependía sólo del grado de cubierta en sí, sino también de la naturaleza ecológica de las especies, las condiciones ambientales, el estado erosivo anterior, las características y condiciones iniciales del suelo, además de la secuencia particular de los eventos de lluvia. En este mismo sentido y con conclusiones similares, GONZÁLEZ REBOLLAR *et al.* (2000) basaron sus estudios en la provincia de León especialmente en la simulación de regímenes de escorrentía y humedad del suelo para estudiar la posible diversificación paisajística.

Sin embargo, y como se vio en el Capítulo 1, el clima no basta para explicar la cubierta vegetal existente o posible en un determinado lugar. En áreas antropizadas como la presente son mucho más importantes los factores de

tipo político, socioeconómico o cultural (BOARDMAN *et al.*, 1990; VALLEJO *et al.*, 2005a). Estos cambios no se han representado del todo satisfactoriamente en los estudios de cambio climático, y son de difícil integración en el proceso de desarrollo de escenarios (JONES *et al.*, 2001).

12.5.1. Aproximación mediante análogos climáticos.

Esta dificultad de integración hace que especialmente los primeros trabajos al respecto (LE HOUÉROU, 1992; IMESON y EMMER, 1992) se centraran en proponer **analogías climáticas**, esto es, identificar las futuras condiciones de cubierta vegetal y cultivos con las que se dan actualmente en lugares que soportan las condiciones climáticas que se prevén para el futuro en el área de estudio. Se asimilaba así por ejemplo que un aumento de 3 K en la temperatura media anual podría provocar un ascenso de los cinturones de vegetación de unos 500 m en altitud, o varios cientos de km de latitud (aproximación a los polos). Esto equivaldría aproximadamente a un piso bioclimático completo, de manera que la región soriana pasaría a unas condiciones mesomediterráneas, con avance de la vegetación esclerófila respecto a la caducifolia. En un trabajo más reciente, ya teniendo en cuenta otros elementos como la posible tecnificación agraria y otras incidencias socioeconómicas, EWERT *et al.* (2005, Fig. 3) muestran una cartografía de Europa a pequeña escala, según la cual la montaña interior peninsular (Guadarrama, Ibérica) tendería a difuminar sus diferencias con la llanura del Duero, al pasar de condiciones de ecosistema mediterráneo de montaña a uno de tipo mediterráneo norte.

Se pueden realizar muchas objeciones a estos modelos de análogos. IMESON y LAVÉE (1998) o MANNING y NOBRE (2001) advierten de la necesidad de considerar conceptos como el de estabilidad, resiliencia, inercia o capacidad de adaptación de los geosistemas, por lo que no se debe pensar en respuestas automáticas. GONZÁLEZ REBOLLAR *et al.* (2000) reconocen que en caso de

explorar un cambio climático en un tiempo demasiado breve (50-60 años), no hay experiencia que permita aventurar que los modelos emulen los posibles cambios en el paisaje, debido a la lenta velocidad de cambio de los ecosistemas, aunque sí serviría en cambio para **identificar** cuáles son los elementos más sensibles, que serían aquellos para los que los cambios simulados sean de mayor grado.

Sin embargo, los informes más recientes del IPCC (ADGER *et al.*, 2007) siguen recogiendo estas ideas de desplazamiento de los cinturones de vegetación y fauna, al esperar la superación de la resiliencia de muchos ecosistemas por la combinación del cambio climático con sus perturbaciones asociadas: sequías, incendios, plagas... así como con factores indirectos como los cambios de usos o la sobreexplotación de recursos. No obstante, también dentro del IPCC MANNING y NOBRE (2001) indican que en ecosistemas naturales no son probables los movimientos en masa de los ecosistemas, aunque pueden tener lugar sustituciones y redistribución de especies, de modo que por ejemplo las frondosas tenderían en ciertos lugares a sustituir a las coníferas.

12.5.2. Efectos del cambio climático en la fenología y fisiología vegetal.

Los efectos directos del cambio climático sobre la vegetación son muy complejos y vendrán dados presumiblemente por dos aspectos principales: **1)** la aridificación por aumento de temperatura y disminución de humedad; y **2)** las alteraciones fisiológicas por el aumento de la concentración de CO₂ atmosférico.

Respecto al **aumento de la aridez** se han descrito diversos fenómenos relacionados con el mayor estrés hídrico, que podrían tener su repercusión sobre el grado y la calidad de la cubierta del suelo, aunque los resultados de los estudios no son en absoluto unánimes. Algunas especies parecen reducir su actividad estomática, lo que disminuye la transpiración y supone un mejor aprovechamiento del agua, si bien especies más propias de la zona como es el caso de la encina no están tan bien adapta-

das a las sequías (BERGKAMP, 1998; VALLADARES *et al.*, 2005). Esto supondría un descenso de la densidad de cubierta vegetal y alteración en la distribución de especies, habiéndose previsto una progresiva sustitución de las masas arbóreas tanto esclerófilas como coníferas por tipos más arbustivos, y finalmente por el matorral.

Un efecto más beneficioso en el grado de cubierta vegetal tendrían los cambios puramente fenológicos, si bien se han citado tanto aumentos (AYALA *et al.*, 2002) como disminuciones (VALLADARES *et al.*, 2005) en torno al 25% en el índice de área foliar. GRACIA *et al.* (2005) consideran los efectos sobre la duración de la hoja, que tendería a vivir un 27% menos (de 3 a 2,6 años en perennes), lo que supondría un aumento en la producción de hojarasca y de la MO del suelo de casi un 80%. También se produciría un ajuste de las fases de desarrollo de las plantas, con adelanto de las fechas de foliación, floración y fructificación, así como el retraso de la caída de la hoja en caducifolias (no muy abundantes en la región); efectos en la fenología que según ADGER *et al.* (2007) ya se están observando y suponen una cubierta viva del suelo durante mayor parte del año que en la actualidad.

El **incremento del CO₂ atmosférico**, por su parte, genera una serie de procesos muchos de ellos en cascada y mal comprendidos, de modo que los estudios muestran resultados muchas veces contradictorios. El efecto señalado tradicionalmente por más autores es el aumento de la actividad fotosintética de las plantas y por tanto su mayor productividad (HARLEY, 1995; OSBORNE y WOODWARD, 2002; VALLADARES *et al.*, 2005). Se han realizado estimaciones incluso del aumento de la productividad, como la de ROUNSEVELL *et al.* (2005), para quienes aumentaría en cultivos y herbáceas entre el 11 y el 32% en 2080, dependiendo del escenario socioeconómico considerado; lo que paliaría al menos en parte el efecto de la aridificación. Sin embargo, no faltan quienes dicen lo contrario o matizan mucho estas afirmaciones y proponen una disminución de la actividad fotosintética muy

especialmente en esclerófilas (HILBERT y CANADELL, 1995).

En los estudios más recientes y de mayor detalle se está viendo que estos incrementos de productividad se están dando, pero en menor medida que los calculados en laboratorio (MANNING y NOBRE, 2001), entre otras cosas por la progresiva aclimatación de las plantas a las nuevas condiciones, e incluso se podría estar alcanzando ya este tope (FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2005; VALLADARES *et al.*, 2005). Y tampoco faltan quienes opinan que estos efectos del CO₂ favorecerían en definitiva el desarrollo de arbolado y el aumento de la densidad de vegetación (FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2005), frente a los que describen el efecto contrario entre otras cosas por reducción del área foliar (OSBORNE y WOODWARD, 2002).

12.5.3. Efectos de los usos del territorio en la cubierta vegetal.

Aun sin cambio climático, los usos que el hombre haga del territorio tendrán una importancia decisiva en la cubierta vegetal futura. Éste será un aspecto que se trate más extensamente al analizar la posible evolución de cada uso y tipo de cubierta, que vendría controlada entre otras por dos tendencias:

- La degradación de los suelos con pérdida de horizontes, junto con el clima más seco, favorecerían el establecimiento de los tipos vegetales relativamente más áridos, como los encinares respecto a las áreas más húmedas de robledal o el matorral respecto al arbolado (GONZÁLEZ REBOLLAR *et al.*, 2000).
- El progresivo abandono de usos del territorio rural provocará la expansión de vegetación natural (bosque y matorral) a costa de tierras de cultivo marginales, lo que ya se viene dando en los últimos 50 años a razón de un 1% anual (LE HOUÉROU, 1992); es decir, un avance hacia condiciones más biostáticas, aunque habrá que tener en cuenta también entre otras cosas la cada vez mayor importancia de los incendios forestales.

12.5.4. El desarrollo de escenarios predictivos de usos del territorio.

Son numerosos los trabajos existentes que han tratado el desarrollo de escenarios de usos futuros del territorio con el cambio climático. A ello se han dedicado incluso varios proyectos (VERBURG *et al.*, 2006a): el ATEAM europeo, el EURuralis holandés (WESTHOEK *et al.*, 2006) el ACCELERATES centrado en usos agrícolas o el PRELUDE.

La mayor parte de los escenarios se generan partiendo de un estadio original, como es un mapa de usos actuales, a partir del cual se realizan proyecciones para el futuro (ROUNSEVELL *et al.*, 2006) tomando dos fuentes de

información principales (DOCKERTY *et al.*, 2006):

- Las **políticas**: globales de la OMC, comunitarias como la Política Agraria Comunitaria (PAC), nacionales, regionales y locales, incluyendo las decisiones de los usuarios últimos del territorio.
- Y las **científicas**: los estudios realizados a escalas que varían también desde las globales hasta las de mayor detalle.

Se han propuesto además diversas metodologías para su desarrollo (SCHOLTEN *et al.*, 1998; BUSCH, 2006; VERBURG *et al.*, 2006b), que se podrían sintetizar como sigue (Fig. 12.10):

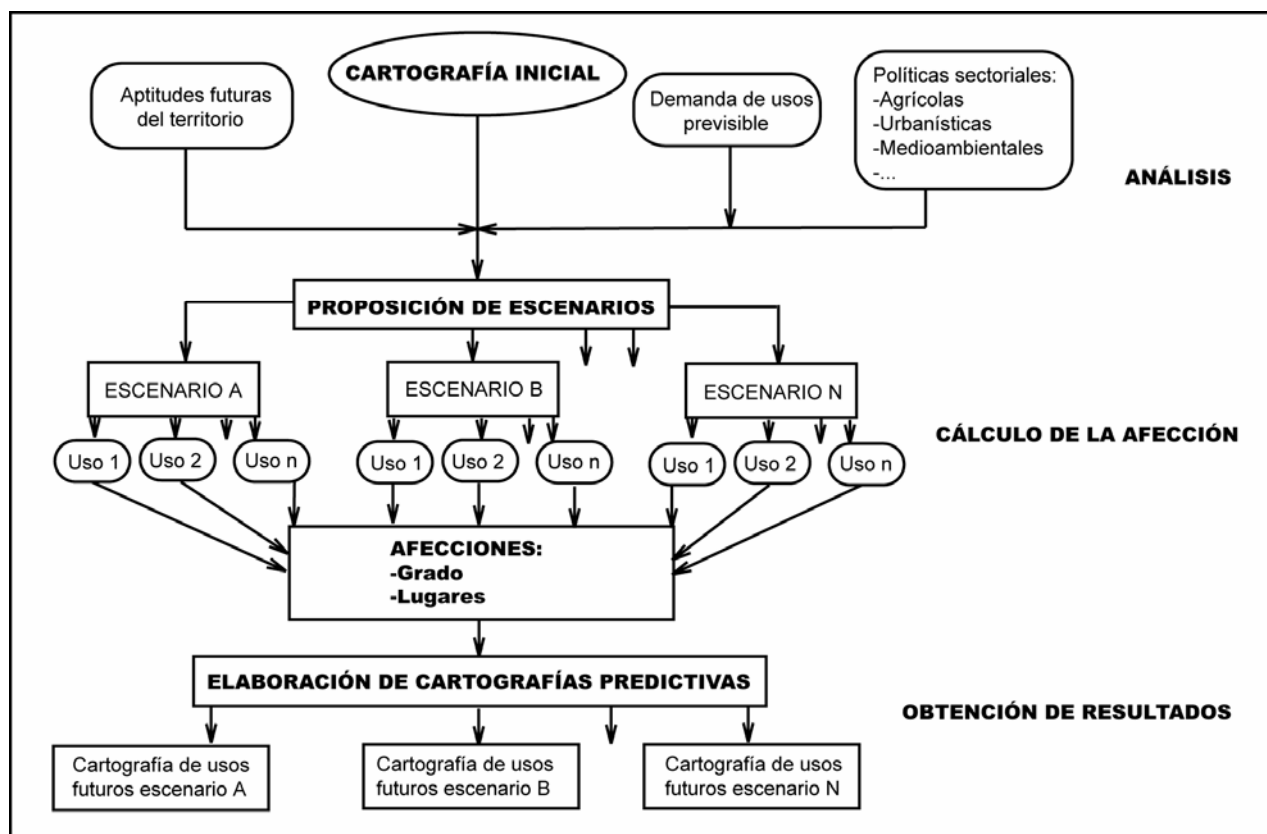


Fig. 12.10. Diagrama de flujo para la elaboración de cartografías predictivas de usos de suelos.

Análisis inicial:

- Fijar las condiciones de partida, determinadas no sólo por una cartografía *estática* de usos actuales sino también por la historia que ha llevado a esa situación “original”.
- Mediante el análisis de escenarios, modelos y previsiones de tipo socioeconómico, deducir una posible demanda de usos futuros.
- Analizar las características y aptitudes ambientales del territorio, que determinarán una disponibilidad mayor o menor para los diferentes usos.
- Considerar las políticas sectoriales: agrícolas, de urbanismo, conservación, desarrollo rural, etc.
- Obtener una serie de escenarios posibles por combinación de los condicionantes anteriores.

Cuantificación:

- Mediante metodologías al uso del tipo de matrices de Leopold y demás, se puede realizar una aproximación aun semicuantitativa a la forma en que afectarían los factores enumerados a cada uno de los usos, y en qué lugares de manera primordial. Dichos lugares de cambio corresponderían preferentemente a áreas vecinas a los usos actuales (VERBURG *et al.*, 2006b): la expansión urbana, a costa de áreas agrícolas adyacentes a las ciudades; los nuevos espacios protegidos, en áreas naturales ya existentes; las nuevas áreas forestales, a costa de cultivos marginales en zonas de montaña.
- Localización cartográfica de las áreas que mejor cumplen estos criterios.

Resultado final:

- Proposición de un patrón espacial de uso futuro del territorio (una cartografía predictiva).
- Dado el objetivo final de este trabajo en nuestro caso, además, la traducción de esta cartografía de usos del territorio a una cartografía de valores del factor C de la RUSLE.

Es evidente el alto grado de incertidumbre asociado a estos escenarios, basados en gran medida como apuntan ROUNSEVELL *et al.* (2006) en unas interpretaciones y asunciones

cualitativas y muy subjetivas, así como en unos datos de partida (mapa de usos) que no suelen ser cuestionados, amén de la lógica imposibilidad de validar los resultados. No obstante, se considera (SCHOLTEN *et al.*, 1998) que con una buena información de partida y unos criterios adecuados se pueden generar unas imágenes de uso futuro del territorio coherentes y plausibles.

12.5.5. Desarrollo de escenarios para el área de estudio.

En nuestro caso, la “*baseline*” o punto de partida lo constituye el mapa de usos actuales del territorio correspondiente al Corine Land Cover de 2000, más actualizado que el expuesto en la Fig. 1.10, de 1990. No obstante, para comprender cómo se ha llegado a este estadio y cómo podría cambiar en el futuro más o menos inmediato, conviene realizar un breve repaso a la **evolución histórica** más reciente de los usos del territorio.

Un buen comienzo podría ser la descripción realizada por PALACIOS (1890, p. 517 y ss.): en esos tiempos la provincia de Soria se encontraba cultivada en un 39%; un 34% lo ocupaban montes explotables, dehesas y pastos; mientras que describía un 27% de improductivos (áreas urbanas, terrenos agrestes, caminos y zonas inundadas). Ya se había producido la primera etapa de deforestación y roturación intensa, con la desamortización de mediados del XIX. La siguiente se llevaría a cabo a principios del XX, cuando las superficies de cultivo se incrementaron un 30% por la presión demográfica, mientras que a mediados del XX, con la concentración parcelaria, la expansión agrícola se llevó a cabo a expensas de áreas de pastos. Solamente en las últimas décadas se ha incrementado también la superficie forestal (BACHILLER, 1996).

Este último autor hace notar el problema ambiental que ha supuesto para la región la excesiva presión agrícola frente a unos condicionantes físicos (topografía y edafoclima) mucho más favorables a los usos ganadero y

forestal, lo que llevó a la puesta en cultivo de tierras que nunca debieron ser roturadas. Siguiendo igualmente a BACHILLER (1996), son cuatro los ejes básicos de intervención humana en el territorio soriano:

- El minifundismo que se sigue dando y que dificulta la mecanización y el empleo de técnicas agrícolas modernas.
- El aprovechamiento diferencial del espacio, con los usos predominantemente agrícolas-ganaderos en la montaña meridional frente a los agroforestales de la campiña central y los forestales-ganaderos de la montaña septentrional.
- El dominio del monocultivo cerealista y la escasa diversificación. Sólo últimamente y de manera circunstancial ha habido cierta tendencia al abandono de cultivos por la caída de precios agrícolas.
- La ganadería extensiva como actividad complementaria, en declive frente al aumento del número de granjas.

Suele ser habitual intentar encajar esta evolución futura de los usos del territorio en los escenarios socioeconómicos estandarizados del IPCC (JONES *et al.*, 2001), si bien resulta difícil escoger ninguno de ellos como el más plausible para el territorio soriano:

Escenarios tipo A1: Describen un mundo futuro en el que prima el rápido crecimiento económico y la introducción de tecnologías más eficientes, frente a una población que no crece en el mismo grado. Se tendería también a la reducción de las diferencias socioeconómicas regionales. VALLEJO *et al.* (2005a) consideran que estos escenarios corresponden a la continuación de la situación actual. Predicen con ello una ligera disminución de las tierras cultivadas menos productivas (una agricultura más intensiva con mejora de la productividad) y el aumento de las áreas de pastos, aunque también una disminución de las áreas de bosque con gran expansión del urbanismo (VERBURG *et al.*, 2006b), algo no muy plausible en el caso de Soria.

Escenarios tipo A2: Describen un mundo más heterogéneo, tendente a la autosuficiencia

y al desarrollo económico regional y local. La presión demográfica sobre el territorio será cada vez mayor, con una evolución tecnológica más fragmentada y lenta que en otros escenarios. Esto supondría (VERBURG *et al.*, 2006b) una alta presión sobre los recursos, que en el caso del suelo se traduciría en el aumento de las áreas urbanizadas y una mayor exigencia de producción agrícola, a costa de áreas de vegetación natural.

Escenarios tipo B1: Con una economía orientada a los servicios más que al puro desarrollo económico, una utilización más eficiente y menos intensiva de los recursos y la introducción de tecnologías limpias. Se da preferencia al desarrollo económico, social y medioambiental sostenibles. La menor intensificación agrícola supondría una menor disminución de su superficie que en A1, a costa de las áreas de pastos. Habría también un aumento de las áreas de bosque y protegidas (a costa de las áreas de cultivo marginales), así como un escaso impacto del urbanismo (VALLEJO *et al.* 2005a; VERBURG *et al.*, 2006b).

Escenarios tipo B2: Aunque orientados a la protección del medio ambiente y la igualdad social, se centran principalmente en el desarrollo local y regional. La población no aumenta de modo considerable, y el desarrollo económico y tecnológico no son muy rápidos y sí diversos en diferentes regiones. No está clara su incidencia en los usos del territorio: VALLEJO *et al.* (2005a) prevén un aumento importante de las áreas de cultivo y pastos, frente a una disminución de las forestales. VERBURG *et al.* (2006b) esperan en este escenario los menores cambios de uso y paisaje, todo lo más un abandono de usos en algunas zonas.

En la actualidad se piensa que tenemos influencia o condicionantes de todos ellos, si bien tendiendo más a los A respecto a los B, y a los 1 frente a los 2. Esto es, más orientados al consumismo que a la solidaridad y más a la interdependencia que a la autonomía, lo que supone una economía globalizada y la dependencia absoluta de los combustibles fósiles, por lo que es de esperar la máxima influencia en el clima (DOCKERTY *et al.*, 2006). Se

realizará a continuación un análisis de los distintos tipos de usos y de las posibles alternativas de evolución futura, para así desarrollar unos escenarios plausibles en la región.

12.5.5.1. Áreas urbanas.

Aunque el uso urbano del territorio suele tener preferencia sobre los demás, su extensión superficial suele ser muy limitada (ROUNSEVELL *et al.*, 2006), y más en áreas rurales como la presente. Se prevé así que será el uso que menos variará en extensión para cualquiera de los escenarios, aunque localmente tenga su importancia. De hecho, en la proyección realizada por ROUNSEVELL *et al.* (2006), sus mapas no indican variaciones en el área soriana, algo que sí se nota en torno a las aglomeraciones de Madrid, Valladolid, Zaragoza o Valencia.

Esta variación de las áreas urbanas será función de las tendencias demográficas y de los sectores industrial y de servicios, primordialmente (VERBURG *et al.*, 2006b), aunque hay que tener en cuenta también otros factores (ROUNSEVELL *et al.*, 2006) como son la accesibilidad y la red de transporte, las restricciones y la competencia con otros usos (áreas protegidas) o la planificación urbana en forma de grandes ciudades o núcleos pequeños.

VERBURG *et al.* (2006b) estiman dos líneas básicas de evolución: en los *escenarios tipo A* existiría una proliferación de segundas residencias a costa de áreas de bosque o pasto, mientras que en los B se produciría una concentración y crecimiento de los núcleos urbanos principales. Al primer caso corresponde la descripción de SCHOLTEN *et al.* (1998) respecto a que las áreas rurales mostrarán progresivamente más características urbanas por la descentralización, la mejora del transporte y la industrialización, junto a un mayor aprecio y demanda recreativa de zonas naturales.

Sin embargo, la provincia de Soria se aproximaría más a los *escenarios tipo B*: como dicen CERRO y BRIONGOS (2001), es muy infrecuente que en áreas de montaña el terreno forestal o natural, de suelos pobres y poco ac-

cesible, se convierta en suelo urbano. Se trata de áreas deprimidas, donde la población envejece y decrece de manera continua, y donde las segundas residencias son de tipo familiar, en núcleos ya existentes, sin construcción de nuevas urbanizaciones. Sólo en caso de existir una política de subsidios para el desarrollo rural se conseguiría todo lo más disminuir el descenso continuado de población. Sería el caso contrario por ejemplo al de las costas o las áreas naturales más cercanas a las grandes ciudades. De hecho, no hay ningún plan de gran envergadura más que el del monte de Valonsadero entre Soria capital y Garray con la llamada Ciudad del Medio Ambiente (cartografía consultada en www.asden.org).

Por ello, se optará por no variar la extensión de los núcleos urbanos más que en los principales, mediante un *buffer* de 500 m en Almazán y el Burgo de Osma, y 1 km en Soria capital, salvo que resulte incompatible por la existencia de un área inundable o por la orografía, además del comentado proyecto de Ciudad del Medio Ambiente.

12.5.5.2. Áreas agrícolas.

Se suele afirmar que los efectos sobre la agricultura serán uno de los impactos más inmediatos del cambio climático, que se hará notar incluso en cuestión de unas pocas décadas (DOCKERTY *et al.*, 2006). Los cambios no se darían únicamente por efectos directos del clima (sequías, períodos libres de heladas, etc.), sino también por sus interacciones con causas económicas y medidas políticas, entre las cuales se han citado (IGLESIAS, 2000; BUSCH, 2006; WESTHOEK *et al.*, 2006): Los precios de mercado de los diferentes cultivos; la PAC, que introduciría mucha variabilidad en lo que se cultiva cada año y con qué intensidad, incluso el abandono de tierras en función de su tamaño y calidad; los recursos hídricos disponibles; los condicionantes impuestos por los consumidores, como los sistemas de producción biológica; la legislación sanitaria; la aparición de nuevas técnicas de cultivo; o una despoblación mayor o menor de las áreas desfavorecidas.

Respecto a la situación actual y al pasado más inmediato de la región, cabe señalar que viene marcada por la progresiva concentración de cultivos en las zonas llanas de vegas, campiña y páramos sobre calizas miocenas, frente a la disminución por abandono en las áreas de montaña (CABO, 1995; BACHILLER, 1996; LASANTA *et al.* 2000) como la sierra de Pela (Fig. 9.5) y las zonas bajas más difíciles como las cuestas del Páramo (ALGUACIL, 1985), colonizadas en todos los casos progresivamente por el matorral. Esta concentración de cultivos ha llevado asociada también su intensificación, mejorando las producciones mediante la mecanización, el importante descenso del barbecho y el masivo uso de fertilizantes para suplir la pérdida de población rural activa y la disminución de la ganadería (CABO, 1995; BACHILLER, 1996), muy en especial a partir de las décadas de 1970 y 1980. Este proceso de abandono y concentración de cultivos se estima que persistirá e incluso se acelerará en el futuro (BACHILLER, 1996), por la política comunitaria y la inviabilidad de muchas tierras, aunque también dependerá del éxito de los programas alternativos, en especial los de reforestación.

En lo referente a la variación futura de productividad por el clima, los estudios (MANNING y NOBRE, 2001; ADGER *et al.*, 2007) suelen hablar de aumentos ligeros en áreas templadas de latitudes medias altas; y un descenso en las áreas semiáridas del S de Europa, con mayores problemas de estrés hídrico contrarrestado en parte por la mayor concentración de CO₂ atmosférico. En las regiones subhúmedas se espera una escasa afección para los regadíos (LE HOUÉROU, 1992) aunque considerable para el cereal, que puede ver su producción reducida a la mitad (EWERT *et al.*, 2005).

Todos estos datos se han interpretado también en el marco condicionante de los escenarios socioeconómicos del IPCC (VERBURG *et al.*, 2006b):

Escenarios A: No se toman medidas específicas de agricultura de conservación. Se elimi-

nan las ayudas a las áreas menos favorecidas y se tienden a centrar los cultivos en las zonas de mayor productividad.

Escenarios B: Existirán incentivos para convertir áreas de cultivo a pastos o abandonarlas en zonas sensibles a la erosión, y no se roturarán tierras nuevas con estas condiciones. Se mantienen sin embargo los subsidios para seguir cultivando en las áreas menos favorecidas.

Con estas ideas se han simulado variaciones en el área cultivada. ROUNSEVELL *et al.* (2005, 2006) estiman para el conjunto de España unos descensos del 50% en escenarios A2 y B1 del área cultivada, algo mayores en escenarios A1 (74%) y menores en B2 (29%). Esperan no obstante que el descenso previsto se equilibre con políticas de disminución de la productividad, como es el aumento de la agricultura biológica en especial en escenarios B, así como con la demanda de biocombustibles en escenarios A.

Para traducir estos datos a la situación del área de estudio, se pueden considerar probables las siguientes alternativas:

- Continuación del abandono de tierras agrícolas en zonas de montaña para restringirse a las áreas centrales más planas y favorables, suficientes para cubrir las demandas por la mayor productividad asociada a las mejoras técnicas y el aumento de CO₂ (escenarios A). Frente a ello, se puede pensar en la extensión de los cultivos a las zonas altas actualmente marginales, por un clima más benigno que así lo permite (escenarios B), si bien choca con el problema de la despoblación.
- En caso de existir una demanda de aumento de zonas cultivadas (para biocombustibles o cultivos de tipo biológico), se produciría a costa de áreas de pasto y matorral, o en áreas de cultivo abandonadas recientemente. Sin embargo, se considera que no existirá un aumento de demanda de producción, o éste será mínimo, ya que la producción agrícola y ganadera de la Unión Europea tiende cada vez más al consumo interior y a la no generación de excedentes.

En definitiva, se toma como hipótesis más plausible la tendencia actual de abandono de tierras en zonas de montaña, que van siendo colonizadas por matorral (escenarios A). Resulta menos probable el mantenimiento de éstas debido a la falta de población (escenarios B), a no ser que se consideren alternativas como la inmigración. Mientras que se desechan por poco factibles nuevas roturaciones en ninguna zona.

12.5.5.3. Áreas de praderas y pastizales.

Se sospecha que el cambio global incidirá en esta región climática reduciendo la extensión de las herbáceas mesofíticas e higrófilas en beneficio de las leñosas (arbustivas xerofíticas, principalmente), por sus menores exigencias hídricas y de materia orgánica y su mejor adaptación al agostamiento (ANTLE *et al.*, 2001; FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2005). Por la gran capacidad de dispersión de estas especies, se estima que estos cambios pueden ser relativamente rápidos y casi completos en áreas como los sistemas Ibérico y Central (FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2005), y sólo las herbáceas de tipo anual podrían encontrar su oportunidad por la mayor frecuencia de incendios propia de un clima más cálido y árido.

No obstante, en una región cuyas series de vegetación potencial determinan un área forestal continua (v. Punto 1.6), hablar de áreas de pradera y pastizal y sus variaciones precisa hacerlo necesariamente de la **ganadería**, que es la actividad que ejerce un mayor control sobre estas superficies. Y más cuando ha sido el sector básico de la economía soriana durante siglos y responsable de su paisaje vegetal más característico hasta las reforestaciones más recientes (ICONA, 1994).

Ya desde época prerromana se venía practicando una ganadería extensiva de tipo trashumante, que con la creación de **la Mesta** (1273-1836) supuso la primacía absoluta sobre la agricultura y la implantación de unas prácticas muy poco saludables para el suelo como eran la quema de los montes antes de marchar

en invierno, para encontrar mejores pastos al regresar al verano siguiente (MIRALBES, 1954); y a ello se puede asociar la gran falta de suelo palpable en especial en las áreas de sustrato rocoso. Las principales vías atravesaban de N a S gran parte de la zona de estudio: desde Soria hacia Almazán y los Altos de Medinaceli; desde Abejar y Calatañazor hacia Atienza; así como otras paralelas al río Abión.

Su declive se produjo a lo largo del s. XIX por el inicio de las roturaciones generalizadas, ya descrito en el subapartado anterior. No obstante, la superficie dedicada al pastoreo ha seguido siendo importante sobre todo en las parameras meridionales y en la sierra de Cabrejas, donde ha continuado un pastoreo estival que durante el invierno se trasladaba a los barbechos de las campiñas. Desde la década de 1980 se viene produciendo un nuevo aumento de la presión ganadera, en especial en la montaña (en la campiña se ha seguido reduciendo), debido a diferentes políticas comunitarias que han frenado el flujo migratorio rural (BACHILLER, 1996).

De los escenarios manejados, ninguno prevé aumentos sensibles de estas áreas de pasto. Muy al contrario, todos ellos describen su disminución, entre otras causas por el mayor consumo de granívoros estabulados (porcino y aves) que de carnes rojas (ovino, vacuno) (ROUNSEVELL *et al.*, 2005).

En los **escenarios de tipo A** se prevé una disminución considerable de los pastizales por la mayor intensificación y estabulación ganadera (BUSCH, 2006) o su focalización en las áreas más productivas (VERBURG *et al.*, 2006b). Disminución de superficie que ROUNSEVELL *et al.* (2005) cifran en un 60% para la zona, y que pasaría a ser colonizada progresivamente por el matorral o sería objeto de reforestación.

En **escenarios de tipo B** se realizarían mayores esfuerzos para mantener la ganadería de tipo extensivo, tanto por la exigencia de los consumidores de productos “biológicos” como por motivos de conservación ambiental y de la población rural (BUSCH, 2006), promoviendo el abandono y la recuperación sólo de las áreas

menos productivas (VERBURG *et al.*, 2006b). Los descensos en estos casos se han calculado en un 25% para escenarios B2, y en apenas un 6% para B1 (ROUNSEVELL *et al.*, 2005, 2006).

En Soria, el Plan Forestal de Castilla y León (LUCAS, 2002) parece seguir una orientación más bien a los **escenarios tipo B**. Dentro de su programa V4 (Gestión Silvopastoral) se recoge el objetivo de conservación y mejora de los pastizales naturales como ecosistemas estables únicamente en presencia de pastoreo, así como el mantenimiento de las explotaciones ganaderas locales como medio de mantener la población rural en combinación con el uso forestal y siempre con prácticas alternativas a la utilización del fuego.

No obstante, también se han citado circunstancias que pueden hacer pensar más bien en una situación **tipo A** y que conduzca al descenso pronunciado de la ganadería de montaña (BACHILLER, 1996): una población envejecida que no necesita ni aprecia criterios de productividad o rentabilidad y sigue técnicas tradicionales y sin futuro, además del rechazo a vender o dejar las explotaciones en manos de personas no procedentes de los propios pueblos. Esto llevaría obviamente al abandono de gran parte de los pastizales, que serían colonizados por vegetación natural (matorral).

12.5.5.4. Áreas de bosques y matorral.

Ya se han tratado como no muy probables desplazamientos en masa de pisos bioclimáticos en altitud o latitud, tanto por la complejidad de los ecosistemas como por lo excesivamente rápido del cambio y la gran fragmentación del territorio (VALLADARES *et al.*, 2005). De hecho, aunque ciertos estudios hablan de la progresiva sustitución en las últimas décadas de ecosistemas templados (hayedos) por mediterráneos (encinares) en el Montseny, o la invasión de arbustivas en áreas de pasto de la sierra madrileña, también hay que considerar en estos cambios la incidencia que ha podido tener la diferente presión ganadera (VALLADARES *et al.*, 2005). Modelizadas las posibles condiciones futuras, también

otros autores como IBÁÑEZ *et al.* (1997) ven que la sustitución de los bosques caducifolios mediterráneos (robledales) por esclerófilos (encinares) se podría alcanzar tanto por cambios climáticos (variaciones en los balances hídricos del suelo) como por la degradación edáfica de origen humano (mayor escorrentía superficial y erosión). Parecen deducir de hecho que esta degradación del suelo sí hace variar los límites de la vegetación, de modo que las caducifolias sufrirían un retroceso importante frente a las esclerófilas y coníferas.

En el caso de bosques de repoblación o sometidos a explotación humana, habría que tener en cuenta además por ejemplo los turnos de corta más o menos largos o la propia elección de especies y métodos de repoblación y gestión, su grado de protección... circunstancias que hacen que tampoco estos cambios se manifiesten más que al cabo de varias décadas (ROUNSEVELL *et al.*, 2006), muy al contrario de lo que podría ocurrir con los usos agrícola o urbano.

Otro posible efecto también señalado no implica desplazamiento de pisos de vegetación, aunque sí un avance de sus estadios de degradación hacia cubiertas más abiertas que irían desde la reducción de la densidad de arbolado hasta casos más extremos de sustitución por matorral de menores exigencias hídricas y edáficas (FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2005; GRACIA *et al.*, 2005).

En la **región de estudio**, el uso durante siglos netamente ganadero así como el carboneo motivaron la práctica ausencia en grandes zonas de la vegetación boscosa natural, reducida probablemente a zonas adeshadas o los pinares de Urbión. Las áreas de matorral y bosque de frondosas se asocian por tanto a la progresiva recuperación tras la decadencia ganadera en las montañas, aunque las zonas de matorral (jarales, brezales) pueden ser también muchas veces resultado de los incendios (PANAREDA, 1995); mientras que los pinares del centro y norte de la zona, así como los bosques de ribera, son fruto en gran medida de las repoblaciones realizadas desde mediados del siglo

XX (ICONA, 1994; BACHILLER, 1996; FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2005).

Dichas repoblaciones se llevaron a cabo con fines de protección hidrológica en las áreas más degradadas y de orografía más difícil, aunque también se buscaba el provecho económico, que ha resultado extremadamente bajo (ICONA, 1994; FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2005). Los mejores suelos, los de las áreas centrales, siguen estando cultivados.

Para el futuro, los escenarios desarrollados indican en todos los casos un aumento mayor o menor de las superficies forestales (ROUNSEVELL *et al.*, 2006):

En escenarios tipo A, la expansión de los bosques se lleva a cabo a costa de terrenos agrícolas marginales abandonados; aunque en términos generales en el conjunto de Europa apenas supondría el 3% de su extensión actual.

En escenarios tipo B el aumento llegaría a cerca del 15% y se produciría a costa de áreas de pastos.

FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ *et al.* (2005) realizan una revisión de las posibles **incidencias en los distintos ecosistemas** peninsulares, resultados que como reconocen hay que tomar como tendencias y no como respuestas inmediatas debido a la degradación de los paisajes actuales, aunque estas invasiones y sustituciones sí se pueden ver aceleradas por la colonización tras incendios e intervenciones antrópicas:

Quercíneas: Los bosques caducifolios, esto es, los robledales existentes en la mitad N de la zona, aunque normalmente mezclados con pinares, se verán negativamente afectados por la aridificación y el aumento de la sequía estival, con avance de los bosques esclerófilos (quejigares, encinares) más intenso en escenarios A que en B.

Pinares: Prevén la reducción de los pinares resineros de la meseta N y su sustitución por herbáceas. Sin embargo, esto sería aplicable a los situados sobre los arenales de los sectores centrales del Duero, por sus particularidades hídricas, y no a los establecidos aquí en el área de Pinares de Almazán, procedentes en gran

medida de repoblación y de características edáficas muy diferentes.

Sabinars y enebrales: Su buena adaptación a regímenes térmicos y de humedad muy dispares y a unos suelos extremadamente pobres, seguramente los prevendrá de la invasión y sustitución por encinares.

El matorral silicícola (como los jarales de la Tierra del Burgo) se vería afectado por la "mediterraneización" con cambios en la composición de especies y de manera mucho menos clara quizás también por una pérdida de densidad.

El matorral calcícola (romerales, espliegares y tomillares de las áreas de montaña) experimentaría un avance en términos generales por invasión de áreas abandonadas de cultivo y pastos y su mejor adaptación a la aridez que el matorral silicícola.

Las **políticas** previstas también van encaminadas a la expansión de las superficies forestales como medidas para reducir el riesgo de erosión y como alternativa al progresivo abandono de áreas de cultivo y pastos. Así, la política europea de desarrollo rural, segundo pilar de la PAC, promueve tanto la reforestación de tierras de cultivo como la mejora del papel multifuncional del bosque (explotación maderera, resinas, usos culturales y recreativos, valores de protección, etc.) (FONS-ESTEVE *et al.*, 2004).

Dentro del **Plan Forestal** de Castilla y León (LUCAS, 2002) se prevén también acciones en materia de restauración hidrológico-forestal, control de la erosión y defensa contra la desertificación, así como la mejora y el aprovechamiento sostenible de los bosques, para lo que se han escogido diversas cuencas con distintas prioridades. En su programa V2, "Recuperación de la cubierta vegetal", se recogen las repoblaciones, que supondrían en las próximas tres décadas el aumento aproximado de un 15% de la superficie forestal a costa de áreas de pastizal y matorral, así como la densificación de masas claras. No obstante, la mayor parte de las actuaciones previstas tendrán lugar en el área forestal por excelencia de la provin-

cia que son los montes de Urbión, fuera de la región de estudio. En esta última las acciones se limitarían a la consolidación y densificación de áreas forestales afectadas por incendios, así como a alguna acción singular como en el valle del río Caracena².

Con todos los condicionantes expuestos se puede pensar como tendencia común la continuación de la tendencia actual al abandono de tierras agrícolas en zonas de montaña y su paso a matorral. No obstante, se pueden proponer también dos tendencias "extremas" plausibles:

Tipo A: La intensificación de usos en las áreas más favorables lleva a la **densificación** de la vegetación natural o seminatural, de modo que en la montaña pastizales y praderas son colonizados por matorral abierto; el matorral abierto pasa a matorral denso; el matorral denso a matorral arbolado; y el matorral arbolado a encinar-quejigar.

Tipo B: La mayor pervivencia de usos extensivos agrícola y ganadero, junto con la aridificación climática, llevan a una cubierta vegetal más abierta, de modo que las áreas de cultivo y pastizal son colonizadas en menor proporción por el matorral. La mayor presión ganadera, el déficit hídrico y la mayor escorrentía superficial hacen que el matorral denso, así como una parte de los pastizales y las praderas, pasen a matorral abierto. Serán escasas en estas circunstancias las áreas que se conviertan en arboladas a partir de otros usos, salvo en el caso de ser objeto de repoblación forestal.

12.5.5.5. Escenarios finales.

Con toda la información anterior se han establecido **dos escenarios** principales (**CA** y **CB**) de variación de los usos y ocupación del suelo para el período de clima alterado. La afección de los distintos factores a las áreas de cada uso o cubierta vegetal se ha representado en forma de matriz en la Tabla 12.7, y se expresaría de la siguiente manera:

ESCENARIO CA: Relacionado con tendencias hacia una economía global y una orientación a la productividad a costa de sacrificar la economía de las comunidades locales en las áreas menos favorecidas. De cara a los aspectos erosivos, resultará beneficioso en general por una densificación de la cubierta vegetal debido al sensible abandono de usos agrícola y ganadero en zonas marginales (de montaña), y por la mayor protección otorgada a las áreas naturales; sin embargo, la pérdida de población estable y del mantenimiento continuado pueden provocar mayores afecciones por ejemplo por los incendios forestales. El aumento de concentración del CO₂ atmosférico y un clima más benigno determinan una mayor productividad vegetal en un menor espacio, con lo que las áreas agrícolas se restringirían a las campiñas centrales. Los consiguientes cambios en la cartografía de usos serían (Fig. 12.11):

- El matorral denso y el matorral arbolado avanzan hacia estadios de bosque de frondosas (encinar-quejigar-robleal).
- El matorral abierto pasa a matorral denso.
- El abandono de cultivos en zonas de montaña hace que sean invadidos por vegetación natural y pasen a matorral abierto, en especial en las mayores pendientes y en las áreas más atomizadas formadas actualmente por mezcla de cultivos y vegetación natural.
- Aproximadamente un 60% de los pastizales pasan a matorral denso, en especial los situados en las mayores pendientes y peores condiciones de explotación.
- Las áreas cartografiadas como afectadas por incendios recientes se recuperarán a su estado anterior de pinar, ayudadas por actuaciones forestales ya en curso. No habrá repoblaciones forestales artificiales fuera de estas zonas quemadas.
- Las áreas urbanas principales crecerán a razón de un *buffer* de unos 500 m en Almazán y el Burgo de Osma, y de 1 km en Soria capital, respecto a la cartografía Corine de 2000. Se añade además el área proyectada para la Ciudad del Medio Ambiente en Garray. El resto de los núcleos urbanos no sufrirá alteraciones, al permanecer como tales aunque disminuya o incluso desaparezca por completo su población.

² Com. Pers. José Antonio Lucas, jefe de Servicio de Medio Ambiente de la Junta de Castilla y León en Soria.

Tabla 12.7. Afección al área ocupada por cada uso en los escenarios A y B, en función de los distintos factores analizados.

Factores Usos	MAYOR ARIDEZ	CO2 ATMOSF.	DEMOGRAFÍA	URBANISMO	Agrícola	POLÍTICAS Ganadera	Forestal	INCENDIOS
URBANO			- ↑ ↑	- ↑				
SECANOS	↑ - ↑	↓ ↓			↓ - ↓		- ↓	
REGADÍOS	↑ ↑	- -			- -			
PRADERAS/ PASTIZAL	↓ ↓		- ↓		- - ↓	- ↓	↓ -	↑ ↑
MATORRAL	↑ - ↑		↑ - ↑		- ↑	- ↑		- ↑
PINARES	- ↑ - ↑					- ↑	↑ - ↑	↑ -
ROBLEDAL	↓ ↓					- ↑		- ↓
ENCINAR/ QUEJIGAR	↑ ↑		- ↑			- ↑		- ↓
SABINAR/ ENEBRAL	- -		- -			- ↑		- -

ESCENARIOS: $\frac{A}{B}$ ÁREAS: ↑ Aumento ↓ Disminución - Estabilidad

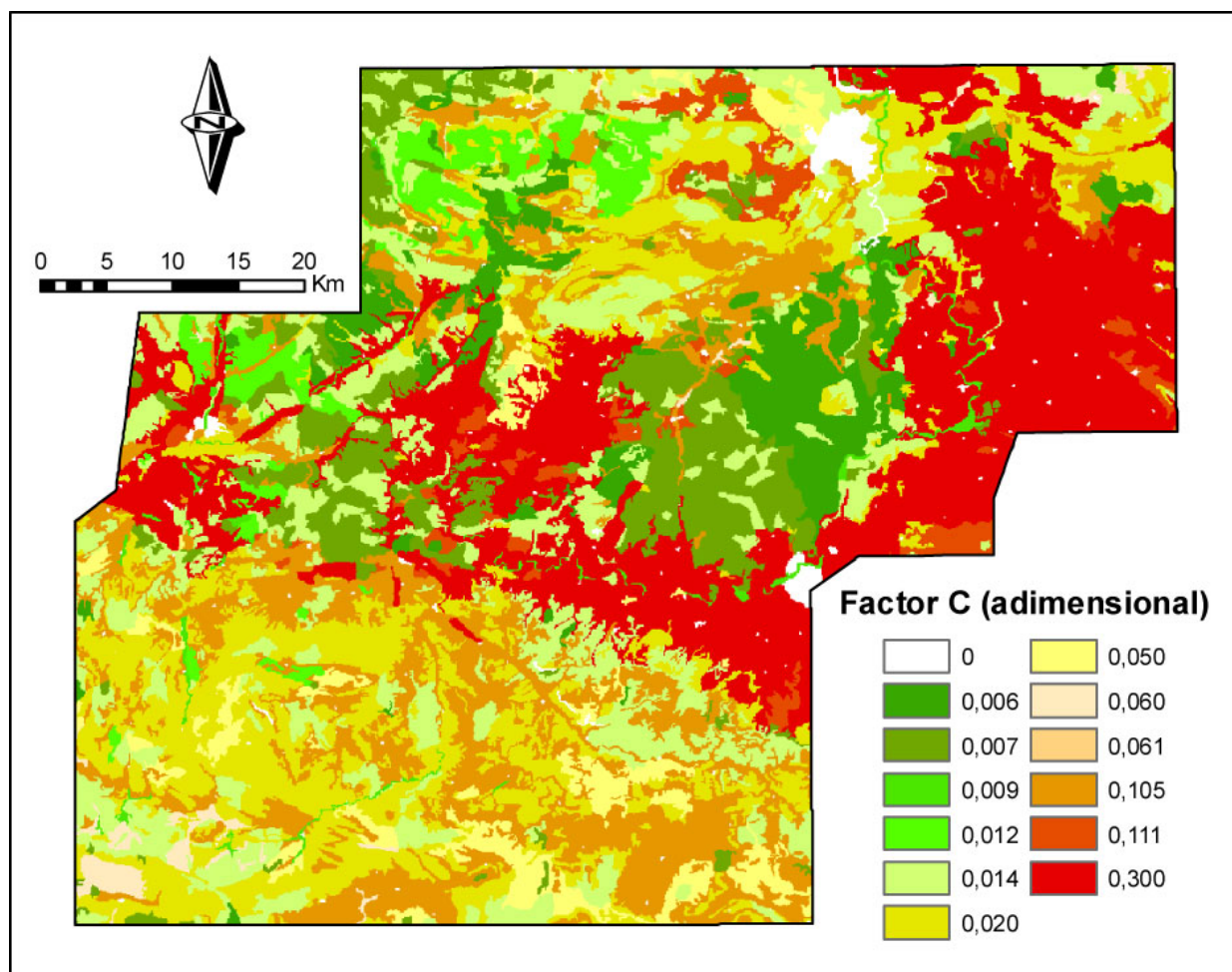


Fig. 12.11. Valores del factor C (adimensional) para condiciones de clima alterado en el escenario socioeconómico CA.

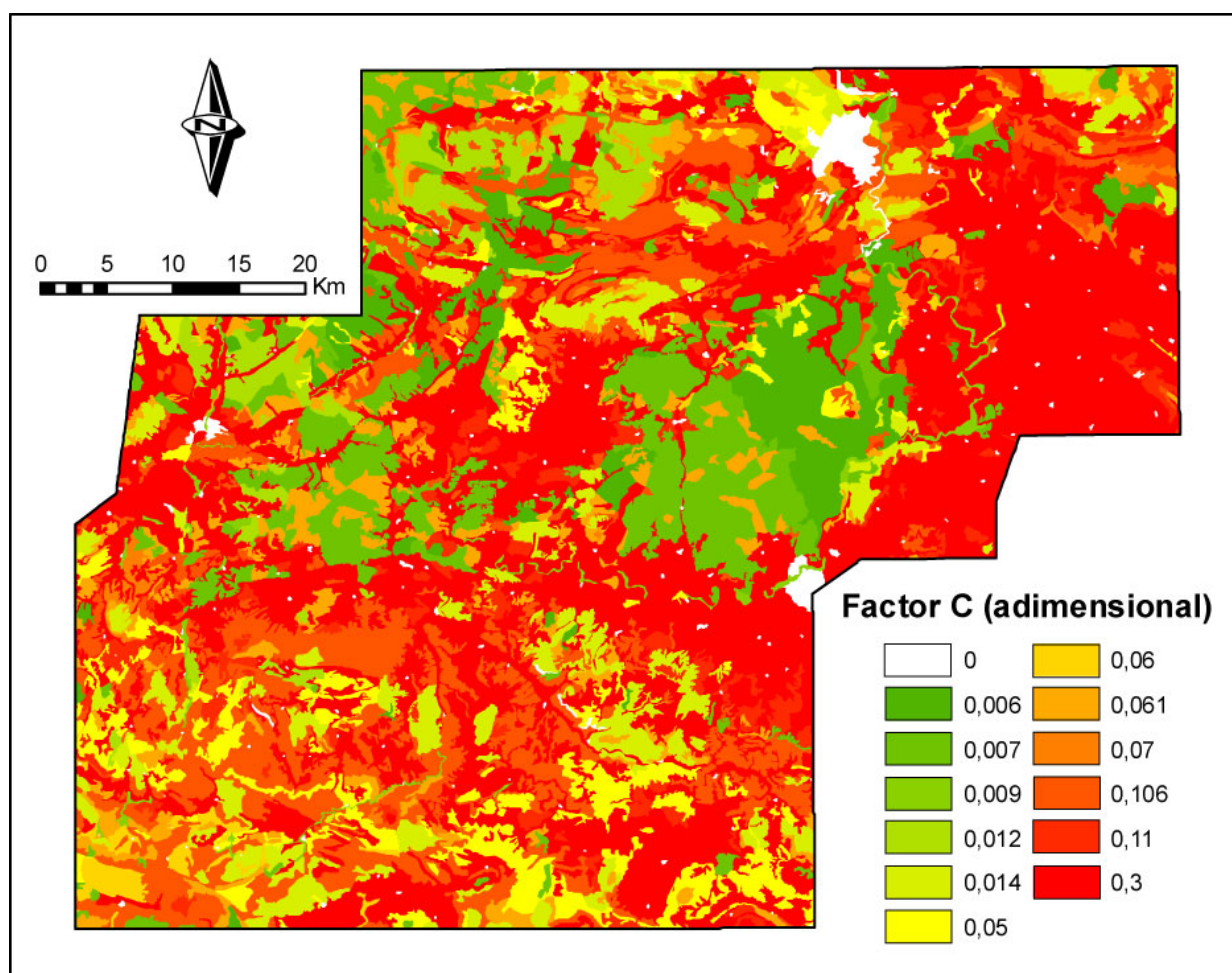


Fig. 12.12. Valores del factor C (adimensional) para condiciones de clima alterado en el escenario socioeconómico CB.

ESCENARIO CB: Constituirá el otro extremo, por su mayor orientación socioeconómica al mantenimiento de usos agrícola y ganadero en zonas de montaña para el desarrollo local de las comunidades rurales. De manera general no resultará tan beneficioso como el anterior para los problemas de erosión, al contribuir al mantenimiento de una vegetación más abierta: menores productividades vegetales por la mayor tendencia a la utilización de métodos "biológicos" de producción agrícola y ganadera que requerirán más espacio de cultivo y pastos, que estarán además afectados por el mayor déficit hídrico estival y la mayor irregularidad climática. La escorrentía superficial será mayor, y se producirá una disminución de la cantidad de restos vegetales del suelo por su mayor explotación y por unas mayores tasas de descomposición. La mayor permanencia de población rural hará que la afección de los incendios forestales sea menor, y provocaría en todo caso aumentos de áreas de pastizal y

pinar, mejor adaptados a los regímenes pírnicos más intensos. Cartográficamente, los cambios de cubierta serían (Fig. 12.12):

- Al no recogerse grandes urbes del tipo de Madrid o ciudades costeras, las áreas urbanas cambiarán en el mismo sentido que en el escenario CA.
- Las áreas incendiadas, también como en el escenario CA, serán repobladas con pinar.
- Los cultivos en áreas de montaña se mantienen en las zonas más llanas, donde pueden incluso crecer a costa de pastizales y áreas de matorral. En las mayores pendientes, estos cultivos pasan a matorral abierto.
- Las áreas de matorral denso pasan a matorral abierto.
- Los pastizales y praderas pasan a matorral abierto o se repueblan en las mayores pendientes, con una pérdida total de área en torno al 15%. El resto de estas áreas se mantiene en su estado actual.

12.6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN: VARIACIONES DEL FACTOR A

Se ha evaluado finalmente la variación de la erosión en la zona a partir del recálculo de los diversos factores para las condiciones futuras, evaluación que se realizará en el siguiente orden:

- Variaciones de la erosión con la previsión de erosividad de la lluvia en condiciones de clima alterado.
- Variaciones con la previsión de la erosividad de la lluvia y la erosionabilidad del suelo en clima alterado.
- Variaciones con la previsión de la erosividad de la lluvia, la erosionabilidad del suelo y los diversos escenarios de cubierta vegetal y usos del suelo fijados para finales del siglo XXI.

12.6.1. Erosión y erosividad de la lluvia.

Sustituyendo el valor original del factor R para el período 1961-1990 por el previsto para condiciones de clima alterado (Fig. 12.2) en la ecuación RUSLE se obtiene el mapa de erosión presentado en la Fig. 12.13a. Éste no se diferencia demasiado del original (Fig. 11.17). La variación porcentual entre ambos aparece en la Fig. 12.13b, que viene a ser una repetición de la Fig. 12.2c: descensos medios en torno al 10% en las tasas erosivas en la mayor parte de las áreas, mayores en el Campo de Gómara (25-30%); y leves descensos, no superiores al 10% en pequeños núcleos de la depresión de la Cuerda del Pozo y los páramos y campiñas de Gormaz en el borde O de la región.

12.6.2. Introducción del factor de erosionabilidad del suelo.

Si en la ecuación que dio lugar al mapa anterior se introduce el valor K de erosionabilidad del suelo recalculado para las nuevas condiciones climáticas (Tabla 12.6, Fig. 12.9), se obtienen los resultados recogidos en el mapa de la Fig. 12.14a. Éstos tampoco son muy diferentes de los anteriores. Es más, en la mayor parte de los casos la erosionabilidad del suelo,

al aumentar respecto al período de referencia, tiende a disminuir las diferencias anteriores introducidas por el descenso medio de la erosividad climática, de modo que su variación (Fig. 12.14b) resulta en gran parte del área inferior a un 5%. Los descensos del 20-30% del Campo de Gómara inducidos por la menor erosividad climática se mantienen, al no variar apenas la erosionabilidad de sus suelos; mientras que se acentúan los aumentos de las tasas de erosión (incluso superiores al 10%) en las áreas de la Cuerda del Pozo y las campiñas del borde O, así como en las parameras del S, donde se prevén los mayores aumentos de erosionabilidad edáfica.

12.6.3. Introducción del factor de cubierta vegetal y usos del suelo.

Se tienen en cuenta así las variaciones en todos los factores considerados en la ecuación. En este caso, son dos los mapas obtenidos, al haber ideado dos escenarios posibles, CA y CB, para el valor de C.

Con el **escenario CA** (Fig. 12.15), caracterizado por el abandono de gran parte de los usos agrícola y ganadero en las zonas de montaña y su concentración en las centrales más productivas, se observa por la consiguiente densificación de la cubierta vegetal una considerable disminución de la erosión en toda la región, algo mayor (50-80%) en las zonas de montaña que en las centrales (0-50%), pasando de medias situadas en el intervalo de erosión baja o moderada de la situación actual a medias de erosión leve. Aumentos ligeros no muy superiores al 10%, se dan en zonas de aumento de la erosividad de la lluvia, en las que además no haya variado su cubierta vegetal. Aumentos superiores al 10% son escasos y se distribuyen por toda la región en pequeñas zonas, fundamentalmente por pérdida de la cubierta protectora entre las dos cartografías Corine Land Cover utilizadas: la de 1990 para las condiciones de partida y la de 2000 para introducir variaciones y recrear las posibles condiciones futuras.

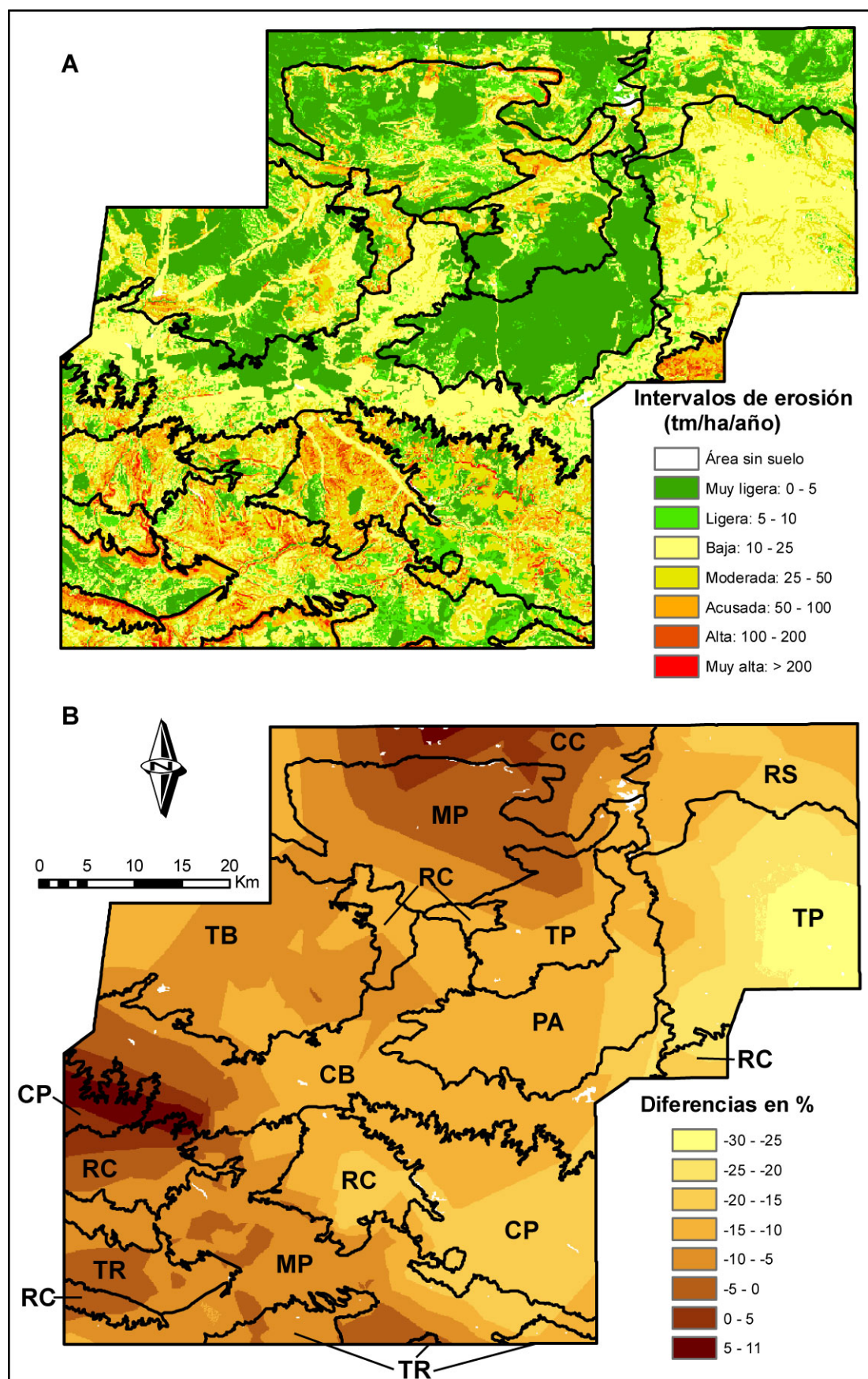


Fig. 12.13. Erosión previsible considerando la variación de la erosividad de la lluvia con el cambio climático: A) Intervalos de erosión. B) Diferencias respecto al período de referencia 1961-1990. Unidades: TR: Triásico, MP: Mesozoico plegado, CC: Cuenca de Cameros, RS: Rampa de Soria, TP: Terciario plegado, RC: Rampas en conglomerados, CP: Calizas de los páramos, TB: Tierra del Burgo, PA: Pinares de Almazán, CB: Campiña baja del Duero.

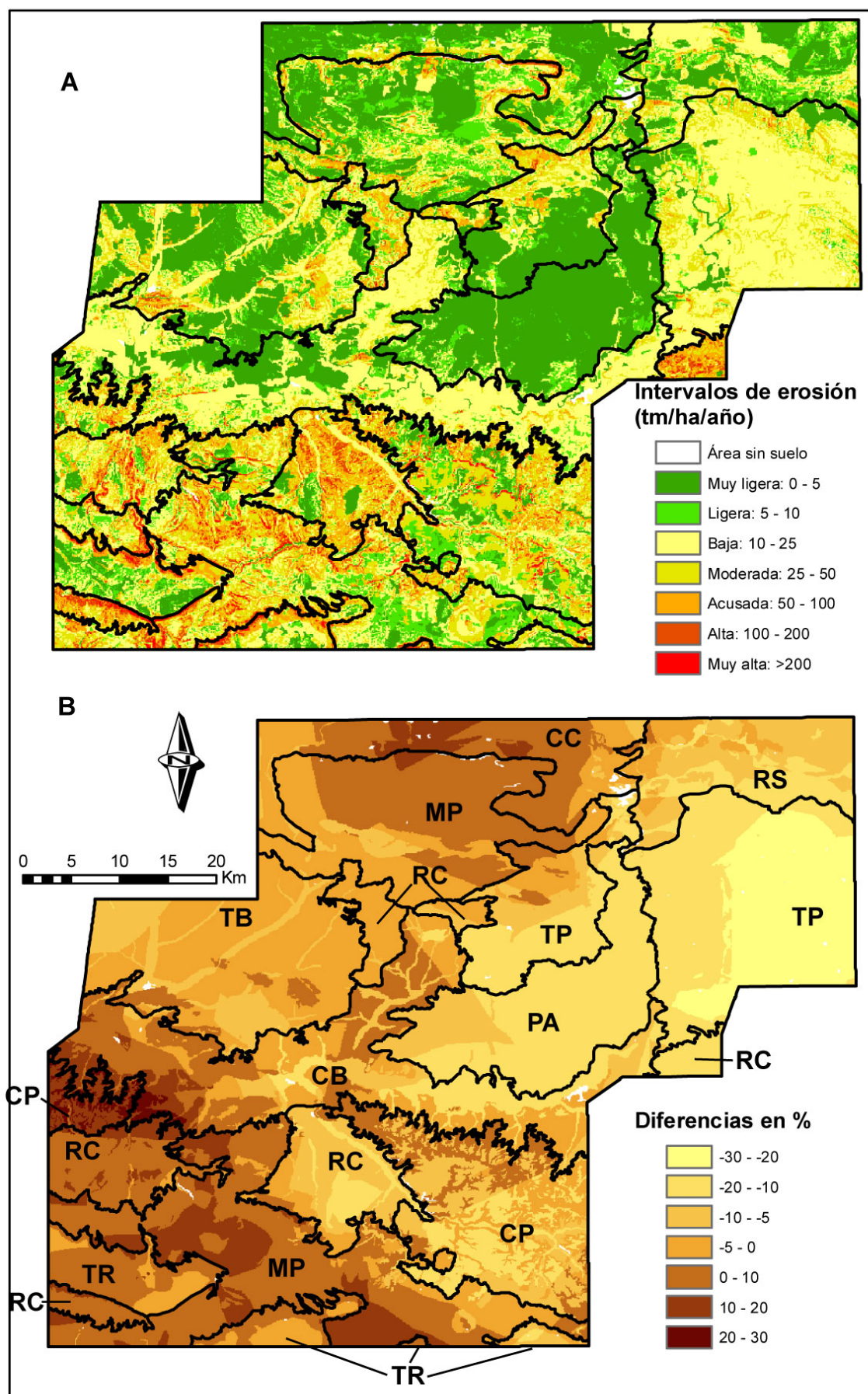


Fig. 12.14. Ídem anterior, considerando además la variación de la erosionabilidad del suelo.

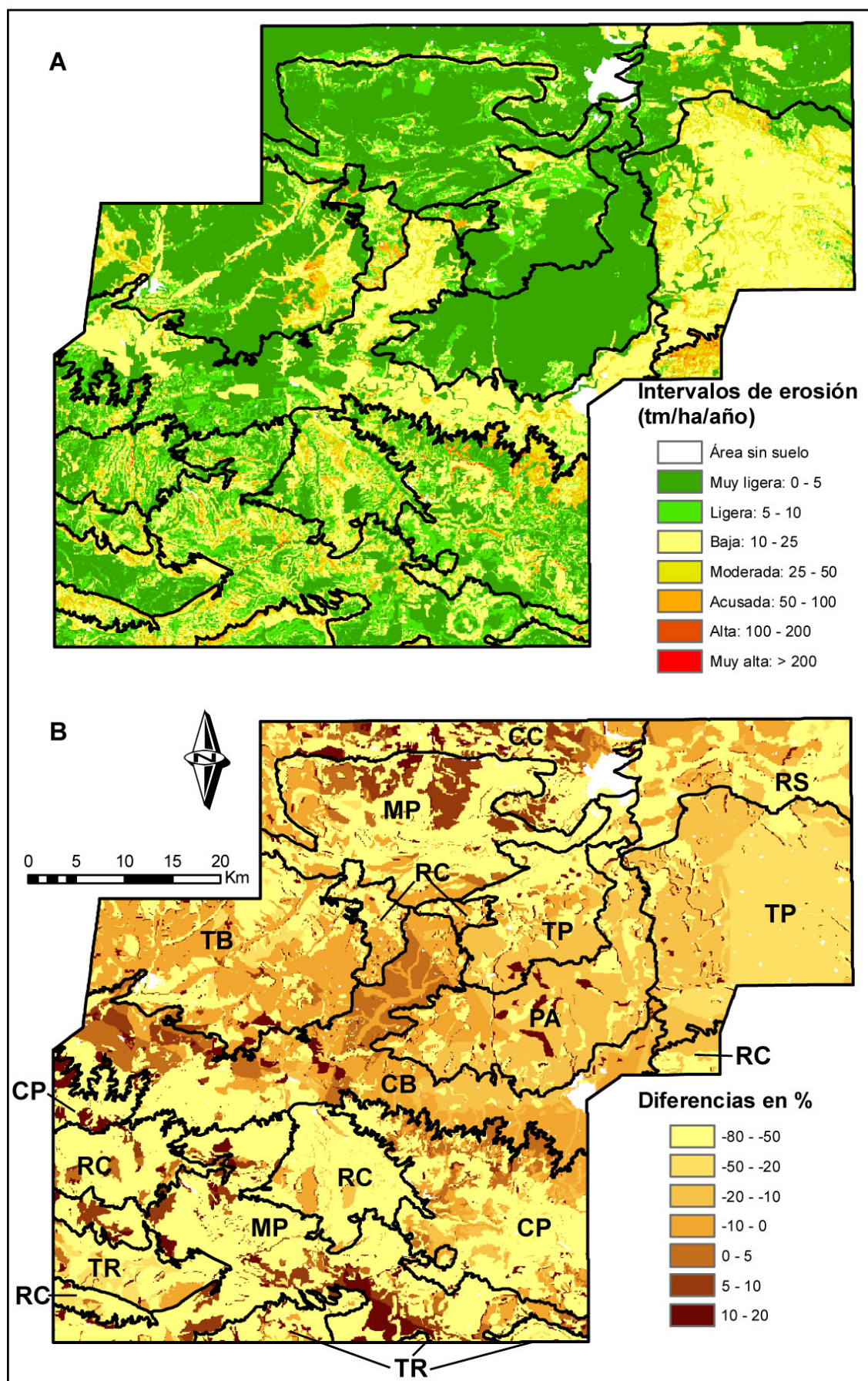


Fig. 12.15. Ídem anterior, considerando además el escenario socioeconómico CA.

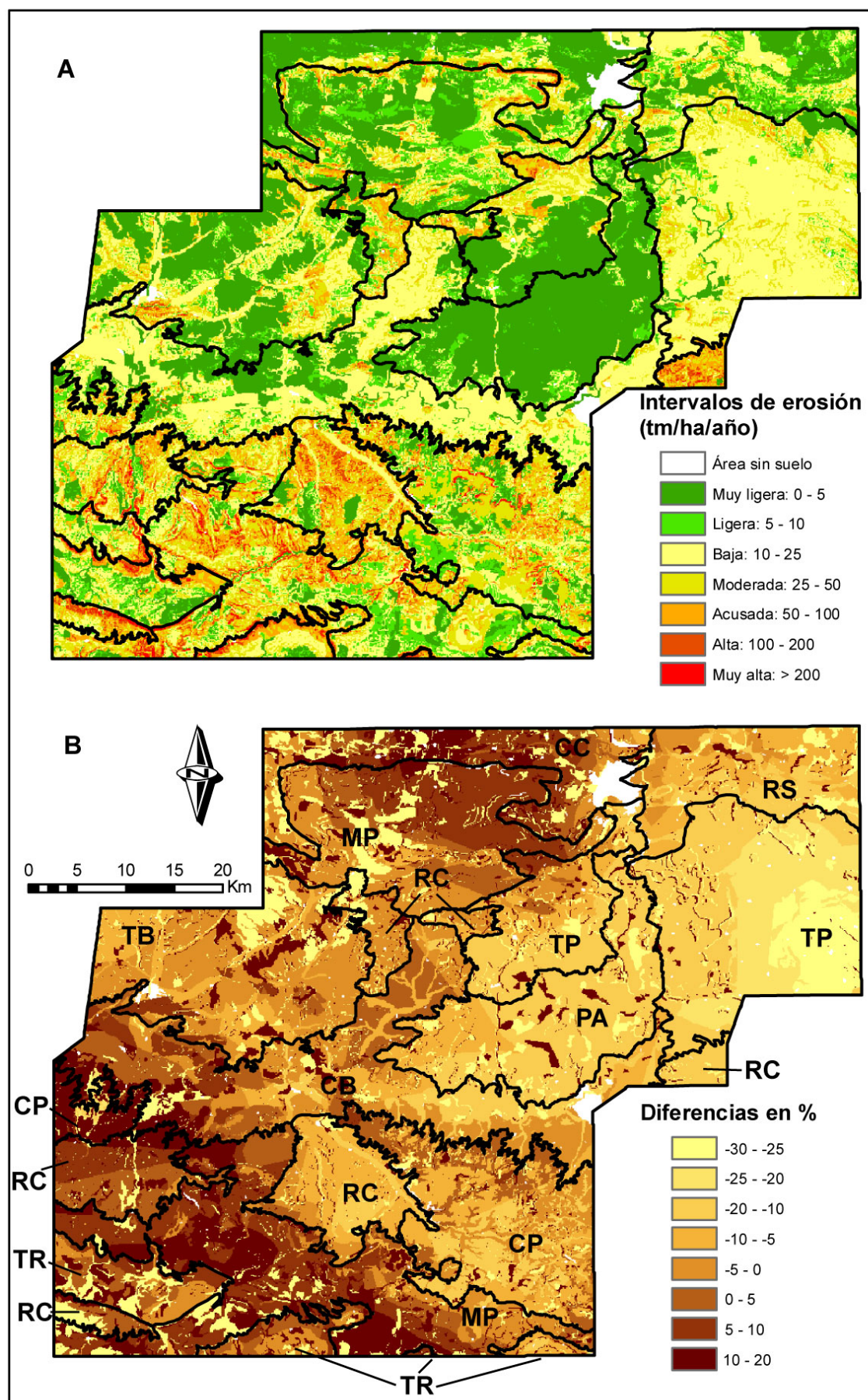


Fig. 12.16. Ídem anterior, con el escenario socioeconómico CB.

Con el **escenario CB** (Fig. 12.16), en el que existe un mayor mantenimiento de la explotación rural tradicional en la montaña y una pérdida de densidad vegetal en algunas cubiertas por la mayor aridez climática, los resultados no son tan diferentes respecto a los originales, con pocas áreas en las que a simple vista se puedan distinguir cambios de categoría. A grandes rasgos, se puede describir (Fig. 12.16b) una disminución de la erosión en el tercio oriental (área del Campo de Gómara) en torno al 20-30%, con descensos algo menores en la Rampa de Soria, Pinares de Almazán y Altos y Rampas de Bordecorex y Caltojar, del 5-10%, y escasas variaciones en la Tierra del Burgo y la Campiña central. Las áreas montañosas y la Campiña más occidental son áreas en las que aumentaría la erosión, en parte por la mayor erosividad de la lluvia y en parte por una cubierta vegetal que se mantiene en las condiciones de partida o se hace incluso más abierta. Dentro de estas áreas de aumento general de la erosión, aparecen pequeños parches en los que esta disminuiría, asociados al hipotético abandono de usos agrícola-ganaderos en las laderas menos favorables y la sustitución por vegetación natural o de repoblación.

Se ha considerado además la utilización de **indicadores** como una manera útil de analizar la respuesta erosiva en los diferentes escenarios analizados y su incidencia en la sostenibilidad de los usos del territorio. Estos indicadores de respuesta han sido las variaciones de área con determinados intervalos de erosión. Se han distinguido así:

- **Unas áreas de alto riesgo**, en las que entrarían las categorías de erosión acusada, alta y muy alta (superiores a $50 \text{ tm ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$), como zonas en las que la pérdida de suelo superaría ampliamente las tasas de reposición, lo que podría comprometer los usos futuros por el elevado riesgo de degradación edáfica y finalmente desertificación.
- **Áreas de riesgo leve**, o en mejor estado, con las categorías de erosión ligera y muy ligera (inferiores a $10 \text{ tm ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$), tasas consideradas en general como tolerables, aun con todos los matices que habría que hacer a este

concepto (WISCHMEIER y SMITH, 1978; RENARD *et al.*, 1997; DORREN *et al.*, 2004; OLMEDA *et al.*, 2004) como indicadores de la "buena salud" edáfica del territorio.

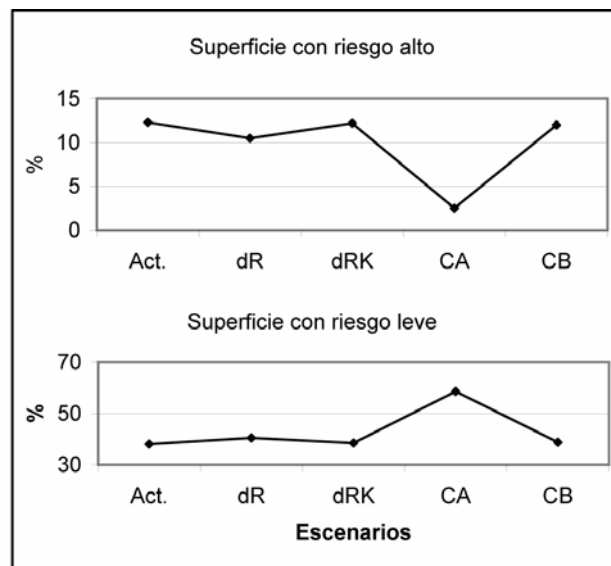


Fig. 12.17. % de superficie afectada por riesgo grave/leve de erosión en los distintos escenarios: Act. (actual), dR (alteración del factor R), dRK (alteración de los factores R y K), CA (escenario CA), CB (escenario CB).

Tomando estos indicadores en el conjunto de la región se han generado las gráficas de la Fig. 12.17. Éstas indican una escasa variación en casi todas las situaciones, con aproximadamente un 12% del área que habría que considerarse "en riesgo", y un 38-40% de área que sufriría una erosión "tolerable" (ligera o muy ligera). La excepción la constituye el escenario CA de cubierta vegetal y usos del suelo, en la que hasta un 60% del área sufriría tasas de erosión tolerables, mientras que las áreas de mayor riesgo casi desaparecen, reducidas a apenas un 2-3%.

De estos resultados se deduce claramente además, como ya se venía presuponiendo, que serán los posibles cambios en la cubierta vegetal y los usos del suelo los que incidan de manera más notoria en la respuesta del territorio, mucho más que la posible influencia directa del cambio global en la erosividad de la lluvia, la erosionabilidad del suelo o incluso la fenología vegetal, que en cualquier caso resulta difícil de cuantificar.

12.6.4. Análisis y previsión por unidades territoriales.

Resulta difícil en una región tan amplia la adecuada interpretación y comprensión de unos resultados tan generales como los expuestos, en especial si se pretende que tengan algún tipo de utilidad en la planificación y gestión territorial sostenibles. Para ello resulta mucho más útil y gráfica la expresión de dichos resultados de manera regionalizada en función de las **unidades territoriales homogéneas** (unidades morfoestructurales), cuyos límites se han añadido además a los mapas de erosión expuestos.

En la Fig. 12.18 se presentan las variaciones de superficie de las áreas de riesgo alto y leve (conforme a las categorías descritas en el punto anterior) para cada una de estas unidades homogéneas y en los escenarios actual, CA y CB. De este modo se han podido diferenciar cuatro grandes tipos de estas unidades territoriales en función de su respuesta erosiva y muy especialmente del indicador "áreas de alto riesgo":

Unidad más afectada.

Corresponde a las **Rampas en Conglomerados Calcáreos**. Los datos indican que cerca de un 40% de su superficie presenta un alto riesgo de degradación, al presentar tasas de erosión RUSLE por encima de las $50 \text{ tm ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. Esto viene dado por tratarse de un área de borde montañoso, esto es, con laderas de pendientes relativamente elevadas, y unos suelos muy pobres, los de mayor erosionabilidad de la región, en los que se instaló en tiempos de necesidad una agricultura para la que no son apropiados. Por todo ello, e incluso a pesar de que la presión ganadera es hoy día bastante baja y se ha producido un considerable abandono de usos, tampoco se ha podido recuperar una cubierta vegetal arbolada o de matorral denso que la pueda proteger de la erosión, como sí ha ocurrido en otras unidades. Frente a ello, apenas un 15% del área estaría soportando unas tasas de erosión aceptables.

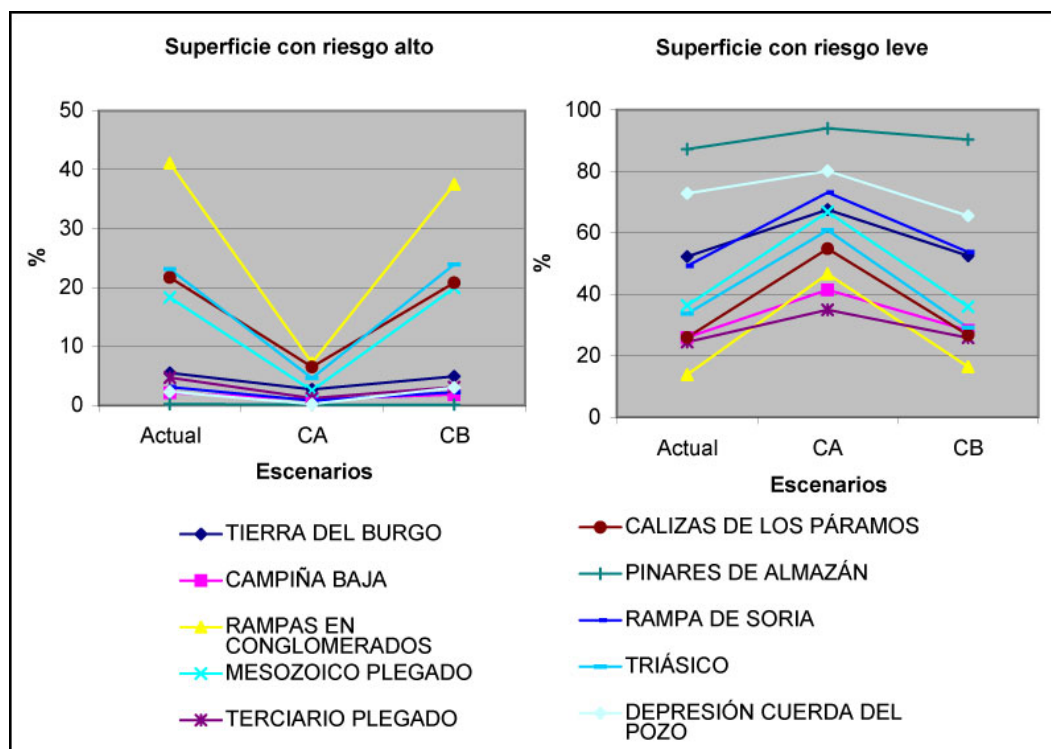


Fig. 12.18. Superficies afectadas por riesgo alto/leve de erosión en las distintas unidades morfoestructurales definidas y para los escenarios Actual, CA y CB.

Esta situación apenas sufriría una ligera mejora en el escenario CB, con un descenso del 5% de las superficies en mayor riesgo; mientras que la situación prevista en el escenario CA resultaría mucho más beneficiosa, ya que en este caso las áreas de mayor riesgo de erosión se reducirían a apenas un 8% de la superficie total y casi la mitad soportaría un riesgo leve.

Unidades medianamente afectadas.

Se agrupan aquí las unidades del borde montañoso, a excepción de la anterior de Rampas en Conglomerados. Esto es, las unidades de **Mesozoico Plegado**, **Triásico** y **Calizas de los Páramos**, las cuales muestran un comportamiento similar.

En las condiciones actuales, alrededor de un 20% de su superficie entraría en la categoría de alto riesgo de degradación, en general la situada en las mayores pendientes (cuestas de los páramos y paredes de valles fluviales), con vegetación de pastizal o matorral abierto. Estas mayores pendientes coinciden además con suelos de erosionabilidad relativamente alta en el caso de las cuestas de los páramos y las facies Keuper triásicas, frente a unos suelos más arenosos en otras facies triásicas o más ricos en materia orgánica en el caso del cretácico de la montaña septentrional.

La superficie con tasas de erosión aceptables supone un 25-35% del total, vinculada a las zonas de vegetación natural densa en altiplanicies, mientras que la mayor parte de la superficie no entra en ninguna de estas categorías y se compone de cultivos, pastizales y matorral abierto sobre estas áreas llanas.

En el escenario CB se producirían escasos cambios; todo lo más se estima un aumento de apenas un 2% de superficie de mayor riesgo, a costa de un descenso similar en la de riesgo leve. Con las circunstancias del escenario CA la mejora sería notable, de modo que las áreas de alto riesgo se reducirían a apenas un 4-7% de la superficie total, mientras que las de riesgo leve llegarían a ocupar entre el 55 y el 70%.

Unidades poco afectadas.

En las que se agrupan áreas heterogéneas que muestran en la actualidad una superficie de riesgo alto de entre el 3 y el 7%, muy poco variable además (como el resto de categorías) en los escenarios futuros CA y CB. Esta heterogeneidad hace que sea posible una subdivisión en función de la superficie afectada por áreas con un riesgo leve (Fig. 12.18).

Zonas centrales. Corresponden a las Unidades de **Campaña Baja** y de **Llanuras en Terciario Plegado**. Constituyen áreas bajas, arenosas y muy planas, con suelos de erosionabilidad intermedia. Su uso predominante es el agrícola, salvo en la campiña de Quintana Redonda, más bien forestal. Este uso agrícola y la topografía suave hacen que predominen en todos los escenarios los intervalos de erosión intermedios, de modo que la superficie de riesgo leve oscila entre el 25% de los escenarios actual y CB, y el 40% del escenario CA, al estimar que persistirá de manera general el uso agrícola en estas unidades.

Zonas periféricas bajas. Unidades no estrictamente de montaña, aunque situadas en el borde septentrional de la región: la **Tierra del Burgo**, la **Depresión de la Cuerda del Pozo** y la **Rampa de Soria**. A la escasa superficie con riesgo alto de erosión se añade un porcentaje elevado de superficie con riesgo bajo, entre el 50 y el 80%, también poco variable en los diversos escenarios. Topográficamente presentan características intermedias entre las netamente planas de las campiñas arenosas centrales anteriores y las montañosas de otras unidades; de manera que presentan un moderado contraste orográfico con incidencia en la distribución de los tipos de vegetación y usos del suelo, así como de las categorías erosivas. Sus suelos se caracterizan por unos niveles de erosionabilidad intermedios o bajos, y su distribución de usos la constituye un mosaico en el que en superficies relativamente reducidas se alternan áreas altas de vegetación natural más o menos densa (forestal, matorral) con otras de cultivos, en general en los fondos de valle.

Los distintos intervalos erosivos se asocian así: áreas de alto riesgo, en las pendientes más pronunciadas y menos vegetadas; áreas de riesgo leve, las forestales en pendientes no excesivamente fuertes; y áreas de riesgo moderado, las cultivadas más llanas (cultivos bastante fragmentados, que tenderían a desaparecer en el escenario CA).

Unidad en mejor estado.

Destacando nítidamente entre las demás se encuentra la **Unidad de Pinares de Almazán**, en la cual la superficie con alto riesgo de erosión resulta prácticamente nula, frente a un 85-90% ocupado por superficie de riesgo leve. Como su nombre indica, la característica más sobresaliente del área y que determina en gran medida su "buena salud" desde el punto de vista de la degradación edáfica es su densa cubierta forestal, formada por pinares de diversos tipos, tanto naturales como de repoblación, en ocasiones mezclados con robledal. Sólo en los fondos de los valles principales, en los que los cultivos adquieren cierta importancia; y en escarpes pronunciados menos vegetados; pueden resultar algo más intensos los procesos erosivos.

Las características netamente arenosas del sustrato (terrazas cuaternarias y neógeno detrítico) hacen que su erosionabilidad sea también muy baja, y la estabilidad que se prevé en todos los escenarios para el uso forestal predominante hacen que su estado erosivo varíe escasamente en el futuro; sólo se estiman incrementos muy ligeros de la superficie con riesgo escaso de erosión, más bien asociados al abandono de algún área de cultivo y a la ligeramente menor erosividad climática.

12.6.5. Perspectivas futuras.

Cabe realizar finalmente una pequeña discusión acerca de la posibilidad o no de alcanzar unos objetivos deseables en lo relativo al problema de la erosión, esto es, que dentro de los escenarios plausibles se llegue a una situación en la cual la mayor parte del territorio muestre un riesgo de degradación asumible (que se

encuadre en la categoría de riesgo leve). Dicho de otro modo, que las actuaciones sobre el territorio busquen una adaptación a la presumible evolución climática y socioeconómica que se seguirá hasta finales del siglo XXI, con vistas a un aprovechamiento y desarrollo sostenible.

Dada nuestra formación y especialización, esta aproximación ha de realizarse desde el punto de vista de la geología y geomorfología de procesos activos y de los factores implicados, sin entrar obviamente en detalles relativos por ejemplo a técnicas o políticas agrícolas, ganaderas o forestales concretas.

Haciendo una revisión de nuevo por unidades territoriales, se puede hacer referencia a su diferente problemática en cada caso:

Áreas de montaña.

Resultarán en principio las más afectadas en cuanto a riesgo alto de erosión, así como serán también las de respuesta más variable ante los escenarios estudiados. De ellos, el claramente más beneficioso y por tanto al que sería deseable tender sería el **escenario CA**, con el cual las áreas de mayor riesgo quedarían reducidas a menos del 10% de la superficie. Este escenario vendría condicionado, como se vio, por un notable abandono de usos agrícola y ganadero y mayores políticas de protección del medio natural en estas zonas de montaña, de modo que la vegetación tendería a una mayor densidad tanto en áreas de matorral y bosque como en las de cultivo y pastos, invadidas por vegetación salvaje. No obstante, esto choca con diversos condicionantes tanto de tipo natural como socioeconómico.

Entre los **condicionantes naturales** habría que considerar la capacidad real del territorio para que se diera esa regeneración de la vegetación natural. De la evolución en las últimas décadas se puede deducir que ésta sería más o menos posible en las Unidades referidas aquí como **medianamente afectadas** por la erosión: el *Mesozoico Plegado*, las *Calizas de los Páramos* y las áreas *Triásicas*.

Sin embargo, en la *Unidad de Rampas en Conglomerados Calcáreos*, de hecho **la más afectada** por la erosión, esto no ha sido así. Basta una rápida visita a las áreas de la sierra de Pela o las Rampas de Caracena y Caltojar en la montaña meridional (Figs. 4.16, 5.2, 5.18) o la Rampa de la Muela en el borde norte y la sierra de Perdices en el centro, para comprobar que tras décadas de abandono de gran parte de los usos agrícolas y ganaderos estas áreas apenas aparecen colonizadas por formaciones de matorral muy abierto y casi indefectiblemente sobre unos suelos esqueléticos o en ocasiones inexistentes incluso en pendientes moderadas.

El grado de degradación edáfica alcanzado hace por tanto difícil una regeneración natural, por lo que en estas áreas habría que concentrar esfuerzos con la aplicación de técnicas que permitieran una regeneración del suelo previa y necesaria para un posterior avance hacia estadios más evolucionados de cubierta vegetal. Esto sería aún más importante si se dieran las circunstancias previstas por diversos autores de que la mayor aridez prevista con el cambio climático induciría una tendencia a la pérdida de densidad de dicha cubierta.

Entre los **condicionantes socioeconómicos**, este escenario CA supondría para las zonas de montaña un cambio considerable en los usos del territorio, que pasa por el abandono quizás no conveniente desde el punto de vista social de gran parte de las áreas de cultivo y pastos. Y como algo que se viene produciendo desde las últimas décadas, este cambio de usos ha conllevado además un no deseable abandono de la población, hasta el punto de llegar a unas densidades realmente bajas y sin demasiadas perspectivas de mejora.

Por ello sería muy conveniente que estas áreas se vieran beneficiadas por los efectos de una política forestal adecuada (SERRADA, 1995; LUCAS, 2002): desde la creación de empleo directo y las compensaciones por no cultivar favorecidas por la PAC, hasta los trabajos posteriores de mantenimiento y aprovechamiento; si bien estos últimos pueden tener turnos que superen incluso los 80 años y con

rendimientos económicos que suelen ser bastante escasos. Por ello es importante el mantenimiento de **una mayor diversidad de actividades**: agricultura y ganadería en las áreas más llanas y favorables, con menor impacto erosivo, que en la región corresponderían de manera general a las superficies de erosión y los replanos estructurales subhorizontales, concentrándose las ganancias de vegetación natural en laderas menos favorables; tendiendo así a una mayor distribución en mosaico de las cubiertas del suelo que evitara la existencia de laderas poco vegetadas de excesiva longitud, de manera semejante a lo que se da por ejemplo en las Unidades de la *Tierra del Burgo* o la Depresión de la *Cuerda del Pozo*. Otras actividades complementarias asociadas y favorecidas con este nuevo paisaje serían por ejemplo las cinegéticas o las culturales, como la artesanía o el turismo rural (este último, sin ser en absoluto intenso, presenta hoy por hoy un exceso de oferta que no se ve cubierta ni en las temporadas de mayor afluencia).

Áreas centrales de cultivos.

Las *Unidades de Campiña Baja y de Llanuras en Terciario Plegado*, de uso predominante agrícola que se estima continuará en cualquiera de los escenarios, entran dentro de las estimadas como **Unidades poco afectadas** por la escasa superficie que sufriría un alto riesgo de degradación.

La mayor parte de su superficie presenta un riesgo medio (tasas RUSLE de 10-50 Tm ha⁻¹ año⁻¹). En ella se combinan por un lado un sustrato blando areno-arcilloso que va proporcionando el material parental (un horizonte C) a partir del cual se repone el suelo eliminado por la erosión, y por otro lado la labor agrícola según la cual se producen las enmiendas y demás aportes de los fertilizantes necesarios para mantener la productividad.

Aunque no contemplado en ninguno de los escenarios que se han desarrollado, la mejora de las condiciones de degradación de suelos en estas áreas para llegar así a una mejor situa-

ción y un menor riesgo de erosión, pasaría por la introducción y generalización de técnicas agrícolas más favorables. Entre ellas habría que considerar las estimadas en el factor P de prácticas de conservación de la RUSLE, como el cultivo en fajas o siguiendo las curvas de nivel, las cuales podrían reducir a menos de la mitad las tasas de erosión actuales.

Otra opción la constituyen el conjunto de prácticas que componen la llamada **agricultura de conservación** (GARCÍA TORRES, dir., 1999), que incluye una serie de técnicas que reducen, cambian o eliminan el laboreo del suelo y evitan la quema de rastrojo con objeto de mantener suficiente cobertura de residuos vegetales en el suelo a lo largo de todo el año: la siembra directa (sin laboreo) o el laboreo mínimo, la incorporación parcial de los restos de cosecha y el establecimiento de cubiertas vegetales (espontáneas o de siembra de determinadas especies), entre cultivos leñosos o cultivos anuales sucesivos. Así, el suelo disminuye su compactación, queda protegido de la erosión y de la escorrentía, a la vez que aumenta la estabilidad de los agregados del suelo, el contenido de materia orgánica y su fertilidad. Esto supone además beneficios no sólo en lo relativo a la erosión, sino también en la productividad agrícola y el menor gasto energético por la menor utilización de maquinaria pesada, además de contribuir a la utilización del suelo como un sumidero de CO₂ por la mayor incorporación de materia orgánica. Sin embargo, en la actualidad apenas se aplican estas técnicas salvo en alguna finca aislada y por iniciativa privada.

Otras zonas.

El resto de Unidades, todas ellas en la mitad septentrional de la región, pueden servir quizás como referencia en cuanto a una situación de-

seable tanto en las circunstancias actuales como en las futuras.

La primera de ellas es la Unidad de *Pinares de Almazán*, la calificada como **en mejor estado**, ya que la inmensa mayoría de su superficie presenta un riesgo leve de degradación. Es la comarca forestal por excelencia en la cuenca, y no hay razones para pensar en grandes cambios para las próximas décadas. Tan sólo quizás habría que tener en cuenta, y no sólo aquí sino en el conjunto de las áreas forestales de la región, la posibilidad futura descrita por algunos autores de una mayor incidencia de incendios forestales. Esto se debería por un lado a factores climáticos como las mayores temperaturas, menores precipitaciones y la prolongación de los períodos de sequía (LE HOUÉROU, 1992); y por otro lado a la pérdida de población rural, además cada vez menos implicada en la conservación de unos bosques cuyos beneficios generados son muy escasos (SERRADA, 1995).

Sin embargo, la extensión de una cubierta forestal continua como la de esta comarca de Pinares, tan beneficiosa para los aspectos de conservación de suelos, no constituye una solución económica viable para el conjunto de la región. Un modelo que conciliaría mejor todos estos aspectos sería más parecido al que se da en Unidades como la *Tierra del Burgo*, *Depresión de la Cuerda del Pozo* y *Rampa de Soria*, ejemplo quizás aplicable a las áreas de montaña que se estiman con mayor riesgo: **Alter-nancia en mosaico de usos** forestales, agrícolas y ganaderos, distribuidos en función de la idoneidad del terreno en cada punto y ayudados si es preciso por la creación de pasillos o barreras de vegetación en lugares concretos de mayor riesgo, que permitan en definitiva la existencia de una mayor variedad de actividades económicas acordes con el medio.

PARTE 4. CONCLUSIONES

13. CONCLUSIONES

Aunque al final de cada capítulo se ha venido realizando una discusión de los resultados y una obtención de conclusiones temáticas o parciales, se hará aquí una recopilación de las principales aportaciones y conclusiones obtenidas en este trabajo.

13.1. Evolución geomorfológica general de la región.

Se han analizado los diferentes subsistemas que configuran su paisaje, mediante la elaboración de una cartografía geomorfológica presentada a escala 1:50.000:

Las superficies de erosión:

Se han diferenciado por un lado unas superficies previas a la compresión alpina como los elementos geomorfológicos más antiguos, presentes casi exclusivamente por exhumación de discordancias estratigráficas en áreas poco extensas de los bordes montañosos:

- La Penillanura Pretriásica (Pérmico probable), como resto del arrasamiento de la cordillera Varisca y nivel de partida de la evolución geomorfológica regional.
- La Superficie Pre-Cenomanense, con escasa extensión en el borde montañoso meridional estudiado, aunque con cierta importancia en el borde SE de la cuenca de Almazán, no estudiado en detalle. Supone el biselado de las deformaciones *kimméricas* en la Ibérica castellana, coincidente con un período de sedimentación en la cuenca de Cameros, al N.
- La Superficie de la Mesa de Campisábalos, dentro del ciclo de sedimentación del Cretácico superior.

Por otro lado, superficies de erosión terciarias relacionadas con la compresión alpina, dispuestas de manera escalonada debido a la elevación episódica de diferentes bloques estructurales de las Cadenas Ibéricas y correlacionables con diferentes Unidades Tecto-Sedimentarias definidas:

- Cumbres de Urbión-Cebollera, con la UTS 1 (Cretácico final-Paleógeno basal).
- Nivel Picofrentes, con la UTS 2-3 (Eoceno-Oligoceno inferior).
- Nivel Sierra Llana-Sierra de Pela, con la UTS 4 (Oligoceno superior-Mioceno inferior).
- D, Cumbres o Intramiocena, con la UTS 5 (Aragoniense medio).
- M₃, con la UTS 6 (Aragoniense superior-Vallesiense inferior).
- M₂ (Vallesiense superior-Plioceno), sin depósitos correlativos, probablemente asociada a la apertura exorreica de la cuenca.

El estudio de las superficies poligénicas terciarias también ha permitido deducir la escasa correlación entre los bordes montañosos septentrional y meridional: Las superficies son más antiguas en el norte, con una evolución tectosedimentaria relacionada principalmente con el Paleógeno, mientras en el sur la evolución neógena ha sido más determinante.

La litología y estructura del sustrato:

También ha condicionado el paisaje desde el punto de vista tanto macro- como mesoestructural. Aunque existen formas de este tipo conservadas incluso desde el Oligoceno, al menos, el resalte de los aspectos estructurales del paisaje es fruto esencialmente del encajamiento cuaternario de la red fluvial:

- Tendencia a la inversión de relieves plegados.
- Exhumación de formas homoclinales por erosión diferencial en áreas deformadas.
- Relieves en graderío en áreas de neógeno subhorizontal.

El modelado kárstico:

También ha resultado importante en un área con amplias superficies de litologías carbonatadas. Así, aunque los procesos de disolución hayan podido tener su importancia ya en la formación de superficies poligénicas y la se-

dimentación terciaria, las formas más típicas y mejor conservadas han sido:

- Los **sistemas de poljes** de la montaña meridional, hasta ahora no descritos, desarrollados fundamentalmente durante el Plioceno y el Cuaternario inicial como primer resultado del exorreísmo de la cuenca, y con una evolución asociada a causas climáticas y tectónicas que han determinado la sucesión de etapas de incisión vertical y erosión lateral.
- Los **sistemas fluviokarsticos** cuaternarios por la captura de los poljes anteriores y la incisión en macizos carbonatados de gargantas y cañones, así como el desarrollo del endokarst.

Los sistemas fluviales:

Se ha expuesto un modelo propio para el principal sistema fluvial de la región, el del río Duero, que consiste, frente a interpretaciones anteriores, en un número elevado de terrazas (20) que alcanzan hasta los +170 m de cota relativa sobre el cauce actual. Se ha planteado también la evolución en el tiempo de dicho sistema fluvial, así como la influencia de la evolución climática cuaternaria, la estructura y la neotectónica en el mismo:

- Una tectónica general de levantamiento que permite la incisión.
- Condiciones climáticas y tectónicas variables que determinan la existencia de períodos de incisión y agradación en sistemas que parecen haber evolucionado desde características propias de modelos *braided* hacia tipos más sinuosos.

Los sistemas fluviales secundarios se han estudiado regionalizados por áreas morfoestructurales, de manera que se han podido establecer ciertas relaciones regionales o locales con los aspectos morfométricos, evolutivos y sedimentarios. Sus sistemas de terrazas, en el caso de existir, han resultado mucho más sencillos que en el Duero, con cuyos niveles y edades se ha propuesto una correlación tentativa.

El modelado eólico:

También se han descrito numerosas formas y depósitos eólicos hasta ahora inéditos en este sector del Duero, en especial en el sector de las campiñas centrales.

Éste parece haber sido un fenómeno de escasa importancia en la configuración del paisaje actual y del Cuaternario reciente, que es cuando se estima su actividad.

En el área del Campo de Gómara ha contribuido al carácter endorreico de amplias zonas por la creación de numerosos *pans* y *deflation basins*.

Las formas y depósitos de ladera:

Se han estudiado numerosos perfiles de ladera para asociar formas y procesos dominantes:

- Los perfiles de tipo **convexo-cóncavo**, como los más numerosos y como resultado esencialmente de la arroyada superficial, sobre sustratos detríticos más o menos sueltos. En algunas áreas se conservan a su pie glaciares de erosión o depósito.
- Los perfiles de **cantil-talud**, más condicionados por la litología resistente cimera sobre unidades subyacentes más erosionables, que por unos procesos determinados.
- Los perfiles **convexos**, escasos, generalmente en cañones y otras áreas de mayor encajamiento fluvial. Están dominados por procesos gravitatorios como caída de bloques, y sus formas más típicas son los cantiles erosivos en las partes altas y las pedreras de acumulación en las partes bajas.

En cuanto a los procesos, en las zonas de sierra dominan los típicos de frío como gelifración y solifluxión, con sus depósitos característicos (*grèzes litées*, *groizes*, etc.).

En las áreas más bajas dominan los procesos de arroyada y en menor medida el *creep*, de modo que los depósitos periglaciares que se hayan conservado pueden considerarse relictos del Pleistoceno.

Los deslizamientos son poco importantes, aunque han contribuido a la configuración de las cuestas de los Páramos o los escarpes en Keuper-Jurásico.

La edad de estas formas es cuaternaria, asociada al relieve generado por encajamiento de la red fluvial, salvo en las laderas de relieves poligénicos y policíclicos, que pueden haberse conservado incluso desde el Paleógeno.

Historia evolutiva:

Se ha establecido un modelo general de evolución geomorfológica de la región, sintetizado en el Capítulo 10, que comprendería la totalidad del ciclo alpino partiendo de la topografía llana marcada por la Penillanura Pretriásica, y que de modo resumido sería:

- Una sedimentación bastante continua y predominantemente marina a lo largo del Mesozoico en condiciones de rifting, de manera que los únicos restos geomorfológicos conservados sean superficies erosivas exhumadas y desarrolladas en momentos de interrupción de la sedimentación; en especial, la Superficie Pre-Cenomanense de la emersión continental del Malm-Cretácico inferior.
- Durante el Terciario se generan los relieves alpinos, con una dinámica de erosión en las áreas montañosas y sedimentación en depresiones cerradas (la cuenca de Almazán). Como resultado de esta dinámica se configurará un relieve policíclico de superficies poligénicas asociadas a diferentes fases tecto-sedimentarias que alcanzarán hasta el Mioceno terminal-Plioceno.
- A lo largo del Plioceno y con las fases tectónicas alpinas más recientes (Torrelaguna e Iberomanchegas) se produce el paso al exorreísmo de la cuenca de Almazán. En esta etapa se forman también gran parte de los poljes de la montaña meridional, consecuencia del descenso de los niveles de base por el exorreísmo.
- El Cuaternario se caracterizará por el establecimiento y desarrollo de los sistemas fluviales; los cuales, con su encajamiento progresivo, han producido, además de sistemas de terrazas, el resalte de los aspectos estructurales del paisaje; así como la captura de los poljes pliocenos y el desarrollo de sistemas mixtos fluviokársticos. También asociados al encajamiento fluvial cuaternario,

junto con la evolución climática, se han desarrollado diversos tipos de formas y depósitos de ladera. En el Cuaternario más reciente se han producido fenómenos eólicos de escasa importancia relativa.

13.2. Aspectos aplicados de erosión hídrica.

En lo relativo a la erosión y degradación de suelos por el uso del territorio y el cambio climático:

Se ha realizado una evaluación de la erosión actual de los suelos de la región mediante el modelo RUSLE y con aplicación de técnicas SIG, a partir de cartografías temáticas para los distintos factores implicados, recopiladas y elaboradas con distintas fuentes de datos.

La división previa de la región en unidades morfoestructurales homogéneas ha permitido además analizar e interpretar los resultados y sus causas en función de los condicionantes propios de cada área.

De este estudio se ha podido deducir que los factores más importantes en la erosión hídrica son la topografía (áreas de mayores pendientes) y el uso del suelo (áreas agrícolas y en general de menor densidad de cubierta vegetal).

Con la modificación de algunos de los factores para asignarles los valores que alcanzarían con el cambio global y la evolución socioeconómica para finales del siglo XXI, se han establecido diversos escenarios de erosión, de los que se han podido extraer algunas conclusiones:

- Los posibles efectos del cambio climático en factores implicados en la erosión (erosividad de la lluvia, erosionabilidad de los suelos) no serían excesivos en ningún sentido, oscilando apenas entre un 20% de disminución y un 10% de aumento de aumento respecto a las tasas erosivas actuales.
- Serán mucho mayores y más determinantes los efectos de los usos del territorio, que delimitarán, con mayor influencia que el clima, el tipo y la densidad de la cubierta vegetal;

de modo que será el factor más decisivo para llegar a un mayor o menor riesgo de erosión.

Aplicando dos posibles escenarios socioeconómicos, interpretados de manera que han podido ser traducidos a cartografías de cubierta vegetal y usos del suelo; y mediante unos indicadores de estado y respuesta que han sido las zonas de alto riesgo de degradación (tasas de erosión RUSLE superiores a $50 \text{ tm ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) y las de riesgo leve (menores de $10 \text{ tm ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$); se ha realizado el análisis y previsión de cambios para las distintas unidades morfoestructurales homogéneas. Se han definido así:

- Unidades más afectadas (de montaña).
- Unidades poco afectadas (zonas centrales y topográficamente deprimidas).
- Unidad de mejor condición, la comarca forestal de Pinares de Almazán.

Y su respuesta a los distintos escenarios.

Se han discutido posibles ideas para llegar a la situación prevista por los escenarios más favorables, o incluso su mejora, y que pasarían por:

- En las áreas de montaña más afectadas, una diversificación de usos del territorio y de ac-

tividades económicas, en la que se combinen las áreas agrícolas con las forestales y de pastos en función de la aptitud territorial de cada punto, para dar a la distribución de usos un carácter más parecido a un mosaico.

- Como áreas de referencia en las que sí se está dando en la actualidad esta diversidad deseable se han descrito las de la Tierra del Burgo, Depresión de la Cuerda del Pozo y Rampa de Soria, que hablan de la posibilidad real de llegar a dicha situación.
- La condición de las áreas centrales de cultivo sería mejorable mediante la generalización de prácticas agrícolas más adaptadas a la configuración orográfica, o con la introducción de técnicas de agricultura de conservación.

El modelo de erosión RUSLE se ha mostrado útil no sólo a las aplicaciones tradicionales de estudio del impacto de distintas alternativas de cultivos, técnicas de manejo, prácticas de control y demás actuaciones sobre el territorio que determinen una determinada cubierta vegetal, sino también de factores que se solían considerar invariables, como son la erosividad de la lluvia y la erosionabilidad del suelo, para lo que no ha sido necesaria una gran cantidad de datos de partida o excesivamente difíciles de obtener.

PARTE 5. BIBLIOGRAFÍA

14. BIBLIOGRAFÍA

- ABRÉU, J.M. (1975) *El medio natural en la planificación del desarrollo*. ICONA. Madrid. 367 p
- ADEJUWON, J.; AZAR, C.; BAETHGEN, W.; HOPE, C.; MOSS, R.; LEARY, N.; RICHEL, R. y VAN YPERSELE, J.P. (2001) Overview of impacts, adaptation and vulnerability to climate change. En: McCarthy, J.; Canziani, O.F.; Leary, N.; Dokken, D. y White, K. (eds.) *Climate change 2001: impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the third assessment report of the Intergovernmental Panel of Climate Change*. Cambridge Univ. Press. Cambridge: 75-103
- ADELL, F.; TENA-DÁVILA, M. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1982) *Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000, nº 434 (22-17) 'Barahona'*. IGME. Madrid.
- ADGER, N.; AGGARWAL, P.; AGRAWALA, S.; ALCAMO, J.; ALLALI, A.; ANISIMOV, O.; ARNELL, N.; BOKO, M.; CANZIANI, O.; CARTER, T.; CASASSA, G.; CONFALONIERI, U.; CRUZ, R.; DE ALBA, E.; EASTERLING, W.; FIELD, C.; FISCHLIN, A.; FITZHARRIS, B.; GAY, C.; HANSON, C.; HARASAWA, H.; HENNESSY, K.; HUQ, S.; JONES, R.; KAJFEZ, L.; KAROLY, D.; KLEIN, R.; KUNDZEWICZ, Z.; LAL, M.; LASCO, R.; LOVE, G.; LU, X.; MAGRIN, G.; MATA, L.J.; MCLEAN, R.; MENNE, B.; MIDGLEY, G.; MIMURA, N.; QADER, M.; MORENO, J.; MORTSCH, L.; NIANG-DIOP, I.; NICHOLLS, R.; NOVÁKY, B.; NURSE, L.; NYONG, A.; OPPENHEIMER, M.; PALUTIKOV, J.; PARRY, M.; PATWARDHAN, A.; ROMERO, P.; ROSENZWEIG, C.; SCHNEIDER, S.; SEMENOV, S.; SMITH, J.; STONE, J.; VAN YPERSELE, J.P.; VAUGHAN, D.; VOGEL, C.; WILBANKS, T.; WONG, P.P.; WU, S. y YOHE, G. (2007) *Climate change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Summary for Policymakers*. Intergovernmental Panel on Climate Change. Ginebra. 22 p
- AGUDO, C. y SERRANO, E. (1992) Evolución geomorfológica del valle del arroyo de la Mentirrosa (Alto Jalón, Soria). En: López Bermúdez, F.; Conesa, C. y Romero, M.A. (eds) *Estudios de geomorfología en España: Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología. Murcia. Tomo 1: 291-298
- AGUILÓ, M. (Coord., 1998) *Guía para la elaboración de estudios del medio físico: contenido y metodología*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid. 809 p.
- AGUIRRE, E. (1989) El límite inferior del Pleistoceno. En: Pérez-González, A.; Cabra, P. y Martín-Serrano, A. (coords.) *Mapa del Cuaternario de España*. ITGE. Madrid: 87-94
- AGUIRRE, E.; HOYOS, M.; MENSUA, S.; MORALES, J.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.; QUIRANTES, J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. y SORIA, M.D. (1974) Cuenca del Jalón. En: *Coloquio Internacional sobre Bioestratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior. Guía 1.10*. Madrid: 39-47
- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1976) Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trab. Neóg. Cuat.*, 5: 7-29
- ALBA, S. DE; BENITO, G. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1998) Erosión de suelo en episodios de lluvia de elevada intensidad versus episodios de moderada y baja intensidad y elevada frecuencia en ambientes semiáridos. En: Gómez Ortiz, A. y Salvador, F. (eds.) *Investigaciones recientes de la geomorfología española*. Univ. Barcelona: 483-492
- ALBERDI, M.T. (1974) El género Hipparion en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía, revisión e historia evolutiva. *Trab. Neóg. Cuat.*, 1: 126 p.
- ALBERDI, M.T.; LÓPEZ, N.; MORALES, J.; SESÉ, C. y SORIA, D. (1981) Bioestratigrafía y biogeografía de la fauna de mamíferos de los Valles de Fuentidueña (Segovia). *Estudios Geol.*, 37: 503-511
- ALCALÁ, L.; ALONSO-ZARZA, A.M.; ÁLVAREZ, M.A.; AZANZA, B.; CALVO, J.P.; CAÑAVERAS, J.C.; VAN DAM, J.A.; GARCÉS, M.; KRIJGSMAN, W.; VAN DER MEULEN, A.J.; MORALES, J.; PELÁEZ, P.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; SÁNCHEZ MORAL, S.; SANCHO, R. y SANZ, E. (2000) El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel: evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (2): 323-343
- ALCALÁ DEL OLMO, L. y OLMOS, T. (1995) Erosión del suelo: evaluación de la situación actual y de su evolución ante un posible cambio climático en el sector Torrelaguna-La Cabrera (Madrid). En: Aleixandre, T. y Pérez-González, A. (eds.) *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. Monografías del Centro de Ciencias Medioambientales, 3. CSIC. Madrid. 283-295
- ALGUACIL, P. (1985) Esquema metodológico para la valoración del cambio de usos del suelo (Sierra de Ayllón). *Anal. Geogr. Univ. Complut.*, 5: 143-165
- ALÍA, M. (1942) Excursión geológica a Guadalajara, Soria y Logroño. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 40: 137-157
- ALLEN, M.F.; MORRIS, S.J.; EDWARDS, A. y ALLEN, E.B. (1995) Microbe-plant interactions in Mediterranean-type habitats: shifts in fungal symbiotic and saprophytic functioning in response to global change. En: Moreno, J.M. y Oechel, W.C. (eds.) *Global change and Mediterranean-type ecosystems*. Springer. Nueva York: 287-305
- ALLEY, R.; BERNTSEN, T.; BINDOFF, N.; CHEN, Z.; CHILDTAISONG, A.; FRIEDLINGSTEIN, P.; GREGORY, J.; HEGERL, G.; HEIMANN, M.;

- HEWITSON, B.; HOSKINS, B.; JOOS, F.; JOUZEL, J.; KATSOV, V.; LOHMANN, U.; MANNING, M.; MATSUNO, T.; MOLINA, M.; NICHOLLS, N.; OVERPECK, J.; QIN, D.; RAGA, G.; RAMASWAMY, V.; REN, J.; RUSTICUCCI, M.; SOLOMON, S.; SOMERVILLE, R.; STOCKER, T.; STOTT, P.; STOUFFER, R.; WHETTON, P.; WOOD, R. y WRATT, D. (2007) *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the International Panel on Climate Change. Summary for Policymakers*. IPCC. Ginebra. 18 p.
- ALONSO, A. y MAS, R. (1990) El Jurásico superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuad. Geol. Ibér.*, 14: 173-198
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A. y SALOMON, J. (1982) Cameros-Castilla. En: *El Cretácico de España*. Ed. Univ. Complutense. Madrid: 345-456
- ALONSO, F. y BULLÓN, T. (1976) Evolución kárstica del sector Sureste de la Serranía de Cuenca. *Est. Geogr.*, 145: 465-479
- ALONSO-GAVILÁN, G.; ARMENTEROS, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; HUERTA, P. y RODRÍGUEZ, J.M. (2004) Cuenca del Duero. En: Vera, J.A. (ed.) *Geología de España*. SGE-IGME. Madrid: 550-556
- ALONSO-ZARZA, A.M.; y CALVO, J.P. (2000) Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 160: 1-21
- ALONSO-ZARZA, A.M. y CALVO, J.P. (2002) Tajo Basin. En: Gibbons, W. y Moreno, T. (eds.) *The Geology of Spain*. Geological Society. Londres: 315-320
- ÁLVARO, M. (1975) Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Estudios Geol.*, 31:241-247
- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979) Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp., Libro Hom. Prof. José Sabaris*, 14: 172-177
- AMATO, A. Y CINQUE, A. (1999) Erosional land surfaces of the Campano-Lucano Apennines (S Italy): genesis, evolution and tectonic implications. *Tectonophysics*, 315: 251-267
- ANADÓN, P.; BURJACHS, F.; MARTÍN, M.; RODRÍGUEZ-LÁZARO, J.; ROBLES, F.; UTRILLA, R. y VÁZQUEZ, A. (2002) Palaeoenvironmental evolution of the Pliocene Villarroja Lake, northern Spain. A multidisciplinary approach. *Sedim. Geol.*, 148: 9-27
- ANDRÉS DE PABLO, N. (1998) La evolución del karst del páramo de "Los Hoyuelos" (Altos de Cabrejas, Cuenca). En: Gómez Ortiz, A. y Salvador Franch, F. (eds.) *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*. Universitat de Barcelona. Barcelona: 21-29
- ANTLE, J.; APPS, M.; BEAMISH, R.; CHAPIN, T.; CRAMER, W.; FRANGI, J.; LAINE, J.; ERDA, L.; MAGNUSON, J.; NOBLE, I.; PRICE, J.; PROWSE, T.; ROOT, T.; SCHULZE, E.; SIROTENKO, O.; SOHNGEN, B. y SOUSSANA, J. (2001) Ecosystems and their goods and services. En: McCarthy, J.; Canziani, O.F.; Leary, N.; Dokken, D. y White, K. (eds.) *Climate change 2001: impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the third assessment report of the Intergovernmental Panel of Climate Change*. Cambridge Univ. Press. Cambridge: 235-342
- ANTOINE, P.; LAUTRIDOU, J.P. y LAURENT, M. (2000) Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. *Geomorphology*, 33: 183-207
- ANTÓN, F.J. (1985) Características morfológicas de la Sierra de la Demanda. *Actas I Col. Geogr. La Rioja*, 5: 31-41
- ARACIL, E. y HERNANDO, S. (1988) Las facies Keuper al SW de la provincia de Soria. *Estudios Geol.*, 44: 211-217
- ARACIL, E.; LÓPEZ, F.J. RUBIO, V.; SANZ, E. y SAVIRÓN, L. (1993) La falla de San Saturio (Soria). *Geogaceta*, 13: 12-15
- ARÁNZAZU, J.M. (1877) Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Bol. Inst Geol. Min. España*, 4: 1-47
- ARCHE, A. (1983) Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama river, Madrid, Spain. En: Collison, J.D. y Lewin, J. (eds.) *Modern and ancient fluvial systems*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., nº 6: 313-321
- ARENILLAS, M. e HIGES, V. (1974) Contribución al catálogo espeleológico de la provincia de Soria (Cuevas de Villaciervos y Cueva de Ágreda). *Celtiberia*, 48: 181-192
- ARENILLAS, M. y SÁENZ, C. (1975) Catálogo espeleológico soriano: apuntes sobre la cueva-sima de Brias. *Celtiberia*, 50: 291-298
- ARMENTEROS, I. (1986) *Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la depresión del Duero*. Ed. Dip. Salamanca. Serie Castilla y León. 471p
- ARMENTEROS, I. y BUSTILLO, M.A. (1996) Sedimentología, paleoalteraciones y diagénesis en la unidad carbonática de Cihuela (Eoceno superior de la Cuenca de Almazán, Soria). *Geogaceta*, 20(2): 266-269
- ARMENTEROS, I. y CORROCHANO, A. (1983) El Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero. En: Comba, J.A. (ed.) *Geología de España*.

- Libro Jubilar J.M. Ríos. Vol 2. IGME. Madrid: 521-526*
- ARMENTEROS, I. y MEDIAVILLA, B. (1997)** Terciario y Cuaternario. En: *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León*. Sociedad de Investigación y Explotación Minera de Castilla y León. Valladolid: 54-82
- ARMENTEROS, I.; GONZÁLEZ DELGADO, J.A.; CIVIS, J. y DABRIO C.J. (1986)** El problema del Neógeno superior en la Cuenca del Duero: nuevos datos paleontológicos (invertebrados) en el sector Peñafiel-Almazán. *Studia Geologica Salmanticensia*, 22: 263-275
- ARMENTEROS, I.; DABRIO GONZÁLEZ, C.J.; MEDIAVILLA LÓPEZ, R.M. et al. (1987)** Depósitos lacustres terciarios de la Cuenca del Duero (España). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 24(Supl. 1):47 p.
- ARMENTEROS, I.; DABRIO, C.J.; GUISADO, R. y SÁNCHEZ DE VEGA, A. (1989)** Megasecuencias sedimentarias del Terciario del borde oriental de la cuenca de Almazán (Soria-Zaragoza). *Stvd. Geol. Salmant.*, vol. espec. 5: 107-127
- ARMENTEROS, I.; CORROCHANO, A.; ALONSO-GAVILÁN, G.; CARBALLEIRA, J. y RODRÍGUEZ, J.M. (2002)** Duero Basin (northern Spain). En: Gibbons, W. y Moreno, T. (eds.) *The Geology of Spain*. Geological Society. Londres: 309-315
- ARNÁEZ, J. (1987)** Formas y procesos en la evolución de vertientes de la sierra de la Demanda (Sistema Ibérico). *Cuad. Invest. Geográfica*, 13(1-2): 153 p+mapas.
- ARRIBAS, A.; GALLARDO, C.; GAERTNER, M.A. y CASTRO, M. (2002)** Sensitivity of the Iberian Peninsula climate to a land degradation. *Clim. Dynam.*, 20: 477-489
- ASFOSO, Asociación Forestal de Soria (2002)** *Estudio de los beneficios hidrológicos generados por los bosques en la cuenca vertiente al pantano de la Cuerda del Pozo (Soria)*. Asociación Forestal de Soria-Departamento de Ingeniería Forestal ETSI Montes (UPM). Informe inédito. 16 p.
- AYALA, F.J.; RODRÍGUEZ, J.M.; VAL, J. DEL; DURÁN, J.J.; PRIETO, C. y RUBIO, J. (1986)** *Mapa del karst de España*. IGME. Madrid. 68 p + mapa 1:1.000.000
- AYALA, F.J., CUBILLO, S. y LÓPEZ, F. (2002)** Hidrobotánica: vegetación y balance hídrico. *Hidrores*, 35, 40-49
- BACHILLER, J.M. (1996)** *Espacios rurales desfavorecidos: las transformaciones del suroeste soriano*. Universidad de Valladolid. 356 p
- BADORREY, T.; GUERRA, A. y PINILLA, A. (1970)** Fenómenos de periglaciario en paleosuelos de la Meseta Castellana. *Anal. Edafol. Agrobiol.*, 29(11-12): 915-939
- BARDAJÍ, T.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (2000)** El límite Plio-Pleistoceno: un debate todavía abierto. *Revista C&G*, 14 (1-2): 77-92
- BAREA, J. (2001)** *Geomorfología y evolución paleoclimática durante el Cuaternario a partir del estudio de los macizos kársticos de los bordes del Sistema Central y de Valporquero (León)*. Tesis Doctoral Univ. Complutense-Univ. Autónoma de Madrid. 267 p. Inédita.
- BAREA, J.; LÓPEZ MARTÍNEZ, J. y DURÁN, J.J. (2002a)** Condicionantes estructurales para el desarrollo del karst en los alrededores del Sistema Central español. *Geogaceta*, 31: 43-45
- BAREA, J.; LÓPEZ MARTÍNEZ, J. y DURÁN, J.J. (2002b)** Desarrollo del karst versus litoestratigrafía en los bordes norte y sur del Sistema Central español. *Bol. Geol. Min.*, 113(2): 155-164
- BARETTINO, D. (1995, coord)** *Travertinos fluviolacustres del río Blanco (Soria)*. Proyecto Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de algunos travertinos españoles. Informe inédito ITGE nº 01322. 109 p.
- BARNETT, D.N.; BROWN, S.J.; MURPHY, J.M.; SEXTON, D.M.H. y WEBB, M.J. (2006)** Quantifying uncertainty in changes in extreme event frequency in response to doubled CO₂ using a large ensemble of GCM simulations. *Clim. Dynam.*, 26: 489-511
- BARRÓN, G.; ECHEVERRÍA, M.T. y PASCUAL, R. (1996)** Estudio del modelado kárstico en el margen nororiental de la Depresión de Mas de las Matas: el campo de dolinas del Tozal de Catma y el sistema de poljes de La Ginebrosa (Teruel, España). *Grupo de Estudios Masinos*, 16: 9-45
- BASCONES, L.; MARTÍNEZ, F. y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1982)** *Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000, nº 433 (21-17) 'Atienza'*. IGME. Madrid.
- BATEMAN, M.D. y DíEZ, A. (1999)** Thermoluminescence dates and palaeoenvironmental information of the late Quaternary sand deposits, Tierra de Pineros, Central Spain. *Catena*, 34: 277-291
- BATTIAU-QUENEY, Y. (1993)** *Le relief de la France: coupes et croquis*. Masson (Collection Géographie). París. 252 p.
- BATTIAU-QUENEY, Y. (1999)** Crustal anisotropy and differential uplift: their role in long-term landform development. En: Smith, B.J.; Whalley, W.B. y Warke, P.A. (eds.) *Uplift, erosion and stability: Perspectives on long-term landscape development*. Geological Society Special Publications, 162. Londres: 65-74
- BELMONTE, F.; ROMERO, A.; LÓPEZ BERMÚDEZ, F. y HERNÁNDEZ, (2000)** Óptimo de cobertura en relación a las pérdidas de suelo por erosión hídrica y las pérdidas de lluvia por interceptación. *Papeles de Geografía*, 30: 5-15

- BELTRÁN, F.J.; RÍOS, J.M. y RÍOS, L.M. (1980)** *Mapa Geológico de España E 1:50.000, 349 (22-14) 'Cabrejas del Pinar'*. IGME. Madrid.
- BENITO CALVO, A. (1997)** *Estudio geomorfológico de la cuenca alta del río Henares*. Tesis de Licenciatura Dpto. Geodinámica UCM. 150 p. Inédita.
- BENITO CALVO, A. (2004)** *Análisis geomorfológico y reconstrucción de paleopaisajes neógenos y cuaternarios en la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón*. Tesis Doctoral. Dpto. Geodinámica Univ. Complutense Madrid. 381 p+mapas. Inédita.
- BENITO CALVO, A. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2002)** Análisis geomorfológico de la sierra de Atapuerca y del valle del río Arlanzón (provincia de Burgos). En: Pérez-González, A.; Vegas, J. y Machado, M.J. (eds.) *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfología. Madrid. Instituto Geológico y Minero de España, Sociedad Española de Geomorfología. Madrid: 373-383
- BENITO CALVO, A. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2005)** Las superficies erosivas de los páramos en el sector NE de la Cuenca del Duero y sus implicaciones en la conexión neógena Duero-Bureba. *Bol. Geol. Min.*, 116(4): 351-360
- BENITO CALVO, A. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2007)** Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Duero Basin (north-central Spain). *Geomorphology*, 88: 226-241
- BENITO CALVO, A.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y SANTONJA, M. (1998)** Evolución geomorfológica de la región del alto Henares en la Cordillera Ibérica Occidental. En: Gómez, A. y Salvador, F. (eds.) *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*: 347-356
- BERGAMÍN, J.F.; VICENTE, G. DE; TEJERO, R.; SÁNCHEZ SERRANO, F.; GÓMEZ, D.; MUÑOZ MARTÍN, A. y PERUCHA, M.A. (1996)** Cuantificación del desplazamiento dextroso alpino en la Cordillera Ibérica a partir de datos gravimétricos. *Geogaceta*, 20(4): 917-920
- BERGER, A.; ELLIOT, D.; HANKEL, R. Y TIPPEL, C. (2000)** *La planificación y la gestión del medio ambiente humano. El papel esencial de las Ciencias de la Tierra*. IUGS-ICOG-Geólogos del Mundo. Madrid. 12 p
- BERGKAMP, G. (1998)** Hydrological influences on the resilience of *Quercus* spp. dominated geoecosystems in central Spain. *Geomorphology*, 23: 101-126
- BERGSMA, E. (1981)** Indices of rain erosivity. *ITC Journal*, (4): 460-484
- BERKOWICZ, S.; LAVÉE, H. y YAIR, A. (Eds., 1998)** Geomorphic response of mediterranean and arid areas to climate change. *Geomorphology*, 23(2-4): 101-369
- BERNAT, M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2005)** Campos de dunas y mantos eólicos de Tierra de Pinare (Sureste de la cuenca del Duero, España). *Bol. Geol. Min.*, 116(1): 23-37
- BIROT, P. (1933)** Le relief de la Sierra d'Alto Rey et de sa bordure orientale. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 70: 92-98 Trad. de A. López Gómez (1949) El relieve de la Sierra de Alto Rey y de su borde oriental. *Estudios Geogr.*, 36: 497-502
- BIROT, P. (1937)** Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama occidentale. *Annales de Géographie*, 259. trad. de C. Vidal Box (1945) Sobre la morfología del segmento occidental de la Sierra del Guadarrama. *Estudios Geogr.*, 18: 155-168.
- BIROT, P. y SOLÉ, L. (1954)** *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central española*. Inst. Juan Sebastián Elcano. CSIC. Madrid. 87 p.
- BLOOM, A.L. (1978)** *Geomorphology: A systematic analysis of Late Cenozoic landforms*. Ed. Prentice-Hall. Englewood Cliffs, Nueva Jersey. 510 p.
- BLUM, M.D. y TÖRNQVIST, T.E. (2000)** Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47 (Suppl. 1): 2-48
- BOARDMAN, J. y FAVIS-MORTLOCK, D.T. (1993)** Climate change and soil erosion in Britain. *Geogr. J.*, 159(2): 179-183
- BOARDMAN, J.; EVANS, R.; FAVIS-MORTLOCK, D.T. y HARRIS, T.M. (1990)** Climate change and soil erosion on agricultural land in England and Wales. *Land Degrad. Rehabil.*, 2: 95-106
- BOIX-FAYOS, C. CALVO, A.; IMESON, A.C. y SORIANO, M.D. (1994)** Relaciones entre propiedades de los suelos y producción de escorrentía en un gradiente climático en la provincia de Alicante. *Cuat. Geom.*, 8 (1-2): 97-107
- BOIX-FAYOS, C.; SORIANO, M.D.; CALVO, A. y IMESON, A.C. (1995)** Caracterización de la degradación de los suelos a través del estudio de su agregación en dos zonas mediterráneas de clima contrastado. *Cuad. Geogr.*, 57: 1-15
- BOIX-FAYOS, C.; CALVO, A.; IMESON, A.C.; SORIANO, M.D. y TIEMESSEN, I.R. (1998)** Spatial and short-term temporal variations in runoff, soil aggregation and other soil properties along a Mediterranean climatological gradient. *Catena*, 33: 123-138
- BOMER, B. y RIBA, O. (1984)** Le piémont septentrional de la Sierra de la Demanda (Bassin de l'Ebre, Espagne). En: *Montagnes et piémonts*. Rev. Géogr. Pyr et du Sud-Ouest, Travaux, 1: 175-185
- BOND, J. (1996)** Tectono-sedimentary evolution of the Almazán basin, NE Spain. En: Friend, P.F. y Dabrio, C.J. (eds.) *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge: 203-213

- BORJARIU, R. y GIMENO, L. (2003)** Predictability and numerical modelling of the North Atlantic Oscillation. *Earth Sci. Rev.*, 63: 145-168
- BRINKMANN, R. (1932)** Las montañas-islas fósiles, especialmente en España. *Bol. Soc. Geogr. Nac.*, 72: 387-410
- BRINKMANN, R. (1957)** Terciario y Cuaternario antiguo en las Cadenas Celtibéricas Occidentales. *Estudios Geol.*, 13 (34): 1-123
- BRUIJNE, C.H. de y ANDRIESSEN, P.A.M. (2002)** Far field effects of Alpine plate tectonism in the Iberian microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 349: 161-184
- BRUNET, M.; CASADO, M.J.; CASTRO, M.; GALÁN, P.; LÓPEZ, J.A.; MARTÍN, J.M.; PASTOR, A.; PETISCO, E.; RAMOS, P.; RIBALAYGUA, J.; RODRÍGUEZ, E. y TORRES, L. (2007)** *Generación de escenarios de cambio climático para España. Primera fase.* MMA-INM. 145 p
- BRYAN, K. (1922)** Erosion and sedimentation in the Papago Country, Arizona. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 730: 19-65?. Extracto en: Adams, G. (1975) *Planation surfaces: peneplains, pediplains and etchplains.* Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg: 207-227
- BURBANK, D.W. y ANDERSON, R.S. (2001)** *Tectonic Geomorphology.* Blackwell. Malden, Massachusetts. 274 p.
- BURILLO, F.; GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1981)** Las vertientes del cerro del castillo de Alfambra (Teruel). *Actas V Reu. Nac. Grupo Español Trabajo Cuaternario:* 231-244
- BUSCH, G. (2006)** Future European agricultural landscapes—What can we learn from existing quantitative land use scenario studies? *Agric. Ecosyst. Environ.*, 114: 121-140
- BUTZER, K.W. (1976)** *Geomorphology from the Earth.* Harper & Row. Nueva York. 463 p
- CABO, A. (1995)** El campo castellano-leonés entre 1960 y 1990. En: *Medio Ambiente y Desarrollo Rural.* Universidad de Valladolid: 159-185
- CABRERA, R. (1997)** Mesozoico. En: *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León.* Ed. Sociedad de Investigación y Exploración Minera de Castilla y León. Valladolid: 45-54
- CALVO, A. (1987)** *Geomorfología de laderas en la montaña del País Valenciano.* Ed. Alfons el Magnánim. Institució Valenciana d'Estudis i Investigació. Valencia. 301 p.
- CALVO, J.P.; DAAMS, R.; MORALES, J.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; AGUSTÍ, J.; ANADÓN, P.; ARMENTEROS, I.; CABRERA, L.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DÍAZ-MOLINA, M.; ELÍZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍN-SUÁREZ, E.; MARTÍNEZ, J.; MOISSENET, E.; MUÑOZ, A.; PÉREZ-GARCÍA, A.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; PORTERO, J.M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C.; TORRES, T.; VAN DER MEULEN, A.J.; VERA, J.A. y MEIN, P. (1993)** Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4): 29-40
- CAMMERAAT, L.H. y IMESON, A.C. (1998)** Deriving indicators of soil degradation from soil aggregation studies in southeastern Spain and southern France. *Geomorphology*, 23: 307-321
- CAMPY, M. y MACAIRE, J.J. (1989)** *Géologie des formations superficielles: Géodynamique- faciès-utilisation.* Masson. Paris. 433 p
- CANTOS, J. (1946)** Datos para la Hoja Geológica de Cabrejas del Pinar (Soria). *Notas y Com. IGME*, 15: 167-174
- CAPOTE, R. (1983)** La fracturación subsecuente a la orogenia hercínica. En: Comba, J.A. (coord.) *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos. Tomo I.* Instituto Geológico y Minero de España. Madrid: 17-25
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J.J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSSELL, J.; SOPEÑA, A. y YÉBENES, A. (1982)** *Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.* Temas Geológicos y Mineros. IGME. Madrid. 290 p.
- CAPOTE, R.; VICENTE, G. DE Y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1990)** Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.). *Geogaceta*, 7: 20-22
- CARBALLAS, T.; MACÍAS, F.; DÍAZ-FIERROS, F.; y ORTIZ, J.A. (1981)** *Clave para la clasificación de los suelos utilizada en el mapa de suelos del mundo de la FAO-UNESCO, a escala 1:5.000.000.* Sociedad Española de la Ciencia del Suelo. Madrid. 58 p
- CARBALLAS, T.; MACÍAS, F.; DÍAZ-FIERROS, F.; CARBALLAS, M. y FERNÁNDEZ- URRUTIA, J.A. (1990)** *Mapa mundial de suelos FAO-UNESCO. Leyenda revisada. Versión en español.* FAO. Roma. 142 p.
- CARRAL, M.P.; ÁLVAREZ, A.M.; MARTÍN-SERRANO, A.; JIMÉNEZ, R. y GUERRA, A. (1993)** Suelos sobre superficies antiguas de la cuenca de Almazán. En *La Raña en España y Portugal.* (A. Pinilla, coord.) Monografías del Centro de Ciencias Medioambientales, 2, Madrid, 211-221.
- CARSON, M.A. y KIRKBY, M.J. (1972)** *Hillslope form and process.* Cambridge Univ. Press. Londres. 475 p.
- CASAS, A.M. y CORTÉS, A.L. (2002)** Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain. *Geomorphology*, 44: 19-46

- CASAS, A.M. y MAESTRO, A. (1996)** Deflection of a compressional stress field by large-scale basement faults. A case study from the Tertiary Almazán Basin (Spain). *Tectonophysics*, 255: 135-156
- CASAS, A.M.; CORTÉS, A.L.; y MAESTRO, A. (2000)** Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: Origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, 19(2):258-289
- CASAS, A.M.; CORTÉS, A.L. y MAESTRO, A. (2002)** Sequential limb rotation and kink-band migration recorded by growth strata, Almazán basin, north Spain. *Sedim. Geol.*, 146(1-2): 25-45
- CASCOS, C.S. (1987)** *La Serrezuela de Pradales. Estudio geomorfológico*. Universidad de Valladolid. Valladolid. 602p.
- CASERMEIRO, M.A. (1995)** *Degradación de suelos por erosión hídrica en la cuenca del Duero. Estabilidad estructural y estimación de la escorrentía superficial*. Tesis Doctoral Dpto. Edafología. UCM. 155 p+anejos. Inédita.
- CASTELL, C. (1881)** Descripción geológica de la provincia de Guadalajara. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 8: 157-264
- CASTELL, J. y DE LA CONCHA, S. (1956)** *Mapa geológico escala 1:50.000, hoja nº 434 'Barahona' (1ª serie)*. IGME. Madrid. 34 p + láminas, mapa y cortes
- CASTELL, J. y DE LA CONCHA, S. (1959)** *Mapa geológico escala 1:50.000, hoja nº 435 'Arcos de Jalón' (1ª serie)*. IGME. Madrid. 44 p + láminas, mapa y cortes
- CASTILLO, V. y ALBADALEJO, J. (1992)** Modelos para la predicción de la erosión hídrica: estado actual y nuevas tendencias de investigación. *Ecosistemas*, 3: 28-30
- CASTILLO, V.; VANDERKERCKHOVE, L. y JARMAN, R. (2004)** *Working Group on Soil Erosion. Introduction & Executive Summary. Final Report*. European Commission. 17 p.
- CASTRO, M. DE; MARTÍN-VIDE, J. y ALONSO, S. (2005)** El clima de España: pasado, presente y escenarios de clima para el siglo XXI. En: Moreno, J.M. (dir.) *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid: 1-64
- CENDRERO, A. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (Eds., 2006)** Número especial: cambio climático y riesgos naturales asociados. *Rev. C&G*, 20(3-4). 130 p
- CERDÀ, A. (1998)** Relationships between climate and soil hydrological and erosional characteristics along climatic gradients in Mediterranean limestone areas. *Geomorphology*, 25(1-2): 123-134
- CERDÀ, A. (2001)** *Erosión hídrica del suelo en el territorio valenciano: El estado de la cuestión a través de la revisión bibliográfica*. Geoforma Ediciones. Logroño. 79 p.
- CERRO, A. del y BRIONGOS, J.M. (2001)** La vegetación natural. En: Martín de Santa Olalla, F. (dir.) *Agricultura y desertificación*. Mundi Prensa, Madrid: 195-216
- CHRISTENSEN, O.B. y CHRISTENSEN, J.H. (2004)** Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate. *Glob. Planet. Change*, 44: 107-117
- CLEMENTE, P. y ALONSO, A. (1988)** Estratigrafía del Cretácico inferior de la sierra de Cabrejas, borde meridional de la Cuenca de Cameros. Sedimentología de la unidad basal. *II Congr. Geol. España*: 63-66
- CLEMENTE, P. y ALONSO, A. (1990)** Estratigrafía y sedimentología de las facies continentales del Cretácico inferior en el borde meridional de la Cuenca de Cameros. *Estudios Geol.*, 46: 257-276
- CNRS, Centre National de la Recherche Scientifique (1970)** *Légende pour la Carte Géomorphologique de la France au 1/50.000*. CNRS. R.C.P. 77. 78 p.
- COLÓN, M. (1998)** *Montaña y karst mediterráneo: especificidad, antropización y gestión ambiental*. Univ. Cádiz. Cádiz. 535 p.
- COMISIÓN DE LAS COMUNIDADES EUROPEAS (2002)** *Hacia una estrategia temática para la protección del suelo: Comunicación de la Comisión al Consejo, el Parlamento Europeo, el Comité Económico y Social y el Comité de las Regiones*. COM(2002) 179 final. Bruselas. 39 p
- CORINE (1992)** *Corine soil erosion risk and important land resources in the southern regions of the European Community*. Commission of the European Communities. Office for Official Publications of the European Communities. EUR 13233. Luxemburgo. 97 p.
- CORROCHANO, A. y ARMENTEROS, I. (1989)** Los sistemas lacustres neógenos de la Cuenca del Duero. *Acta Geol. Hisp.*, 24(3-4): 259-279
- CORTÉS, A.L. y CASAS, A.M. (2000)** ¿Tiene el sistema de fosas de Teruel origen extensional?. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4): 445-470
- CORTÉS, A.L. y MAESTRO, A. (1997)** Análisis de los estados de esfuerzos recientes en la Cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2): 183-196
- CORTÉS, A.L. y MAESTRO, A. (1998)** Recent intraplate stress field in the eastern Duero basin (N Spain). *Terra Nova*, 10 (5): 287-294
- CORTÉS, A.L. y SIMÓN, J.L. (1997)** Campos de esfuerzos recientes en la fosa de Alfambra-Teruel-Mira. En: Calvo, J.P. y Morales, J. (eds.) *Avances en el conocimiento del Terciario ibérico. III Congreso Grupo Español del Terciario*. Cuenca: 65-68

- CORTÉS, A.L.; LIESA, C.L.; SIMÓN, J.L.; CASAS, A.M.; MAESTRO, A. y ARLEGUI, L. (1996)** El campo de esfuerzos compresivo neógeno en el NE de la Península Ibérica. *Geogaceta*, 20 (4): 806-809
- CORTÉS, A.L.; MAESTRO, A.; SORIANO, A. y CASAS, A.M. (1998)** Lineaments and fracturing in the Neogene rocks of the Almazán Basin, northern Spain. *Geological Magazine*, 135 (2): 255-268
- CORTÉS, A.L.; MAESTRO, A. Y NOZAL, F. (1999)** Nuevos datos sobre la tectónica reciente del sector oriental de la Cuenca del Duero (Burgos-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (1): 17-27
- CRAMER, W.; HOLTEN, J.I.; KACZMAREK, Z.; MARTENS, P.; NICHOLLS, R.J.; ÖQUIST, M.; ROUNSEVELL, M.D.A. y SZOLGAY, J. (2001)** Europe. En: McCarthy, J.; Canziani, O.F.; Leary, N.; Dokken, D. y White, K. (eds.) *Climate change 2001: impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the third assessment report of the Intergovernmental Panel of Climate Change*. Cambridge Univ. Press. Cambridge: 641-692
- CRESCIMANNO, G.; LANE, M.; OWENS, P.N.; RYDELL, B.; JACOBSEN, O.H.; DÜWEL, O.; BÖKEN, H.; BERÉNYI, J.; CASTILLO, V. y IMESON, A. (2004)** *Working Group on soil Erosion. Task Group 5: Links with organic matter and contamination working group and secondary soil threats*. European Commission. 44 p + anexos
- CRITCHLEY, W. y SIEGERT, K. (1991)** *Water harvesting*. FAO. Roma. Versión digitalizada: <http://www.fao.org/docrep/U3160E/u3160e00.htm>
- CRUSAFONT, M. (1966)** Caracterización del Pontienne en el afloramiento terciario de Campisábalos (Guadalajara). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 85: 61-70
- CRUSAFONT, M. Y CELORRIO, J.M. (1959)** Sobre un yacimiento de mamíferos fósiles en Aranda de Duero (Burgos). *Estudios Geol.*, 15: 111-118
- CUBASCH, U. y MEEHL, G.A. (2001)** Projections of future climate change. En: *Climate change 2001: 1. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel of Climate Change*. Cambridge Univ. Press. Cambridge: 525-582
- CUENCA, G. (1991)** Los primeros mamíferos ramblenses (Mioceno inferior) de la Cuenca de Almazán (Zaragoza). *Geogaceta*, 10: 42-44
- CUESTA, M.A. (1996)** Primeros hallazgos de Lophiodontodae (Perissodactyla, Mammalia) en el yacimiento eocénico de Mazaterón (Cuenca del Duero, España): implicaciones bioestratigráficas. *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 32: 39-48
- CUESTA, M.A. (1999)** Las faunas de mamíferos del Eoceno de la cuenca del Duero (Castilla y León, España). Síntesis bioestratigráfica y biogeográfica. *Rev. Esp. Paleont.*, 14(2): 203-216
- CUESTA, M.A. y JIMÉNEZ, E. (1994)** Síntesis del Paleógeno del borde oriental de la cuenca de Almazán (Soria): Vertebrados de Mazaterón. *Stvd. Geol. Salmant.*, 29: 157-170
- CURREY, D.R. (1994)** Hemiarid lake basins: geomorphic patterns. En: Abrahams, A.D. y Parsons, A.J. (eds.) *Geomorphology of desert environments*. Chapman & Hall. Londres: 422-444
- DAAMS, R.; FREUDENTHAL, M. y VAN DER MEULEN, A. J. (1988)** Ecostratigraphy of micromammal faunas from the Neogene of Spain. En: Freudenthal, M. (ed.) *Biostratigraphy and paleoecology of the Neogene micromammal faunas from the Calatayud- Teruel basin (Spain)*. Scripta Geologica, Spec. Issue, 1. Leiden: 287-302
- DAVIS, W.M. (1899)** The Geographical Cycle. *Geogr. Jour.*, 14(A): 481-503. Extracto en: Adams, G. (1975) *Planation surfaces: peneplains, pediplains, and etchplains*. Benchmark Papers in Geology, 22. Dowden, Hutchinson & Ross. Stroudsburg: 17-40
- DELGADO, C. (1988)** *Investigación sobre morfología, génesis, características y usos ingenieriles de las terrazas cuaternarias del Duero en la Canal de Almazán*. Tesis Doctoral ETSI Caminos. UPM. Madrid. Inédita. 2 tomos. 202 p + anejos y planos.
- DE PLOEY, J.; MOEYERSONS, J. y GOOSSENS, D. (1995)** The De Ploey erosional susceptibility model for catchments, Es. *Catena*, 25: 269-314
- DERREAU, M. (1974)** *Précis de Géomorphologie*. Masson. París. 453 p.
- DESIR, G. y MARÍN, C. (2005)** Erosion rates at Bardenas Reales site (Ebro basin, Spain). En: Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M.; Desir, G.; Guerrero, J.; Lucha, P.; Marín, C. y García-Ruiz, J.M. (eds.) *6th International Conference on Geomorphology*. IAG-Universidad de Zaragoza. Zaragoza: 181
- DESMET, P.J.J. y GOVERS, G. (1996)** A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. *J. Soil and Water Cons.*, 51: 427-433
- DÍEZ, A. y BATEMAN, M.D. (1998)** Interpretación paleoambiental y datación mediante luminiscencia del manto arenoso de la Tierra de Pinares oriental (Segovia). *Geogaceta*, 24: 107-110
- DÍEZ, A.; BATEMAN, M.D.; LÓPEZ-SÁEZ, J.A. y VEGAS, J. (2002)** Procesos eólicos tardiglaciares en la Submeseta septentrional: cronología del manto arenoso de la Tierra de Pinares. En: Pérez-González, A.; Vegas, J. y Machado, M.J. (eds.) *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfología. Madrid, 17-20 de Septiembre de 2000. Instituto Geológico y Minero de España, Sociedad Española de Geomorfología. Madrid: 167-175
- DISSMEYER, G.E. y FOSTER, G.R. (1980)** *A guide for predicting sheet and rill erosion on forest land*. U.S.

Dept. of Agriculture. Technical Publication SA-TP-11. Atlanta. 40 p

DOCKERTY, T.; LOVETT, A; APPLETON, K.; BONE, A. y SÜNNENBERG, G. (2006) Developing scenarios and visualisations to illustrate potential policy and climatic influences on future agricultural landscapes. *Agric. Ecosyst. Envir.*, 114: 103-120

DORREN, L.; BAZZOFFI, P.; SÁNCHEZ, J.; ARNOLDUSSEN, A.; BARBERIS, R.; BERÉNYI, J.; BÖKEN, H.; CASTILLO, V.; DÜWEL, O.; IMESON, A.; MOLLENHAUER, K.; DE LA ROSA, D.; PRASUHN, V. y THEOCHAROPOULOS, S. (2004) *Working Group on Soil Erosion. Task Group III on Impacts of soil erosion. Final Report.* European Commission. 20 p.

DOUGLAS, I. (1976) Erosion rates and climate: geomorphological implications. En: Derbyshire, E. (ed.) *Geomorphology and Climate.* John Wiley & Sons, Londres: 269-287

DOUGLAS, F. (1999) Un método global para el desarrollo sostenible. En: Douglas, F. (ed.) *Principios del desarrollo sostenible.* AENOR. Madrid: 17-63

DURMAN, C.F.; GREGORY, J.M.; HASSELL, D.C.; JONES, R.G. y MURPHY, J.M. (2001) A comparison of extreme European daily precipitation simulated by a global and regional climate model for present and future climates. *Quart. J.R. Meteorol. Soc.*, 127: 1005-1015

EASTMAN, J.R.; JIANG, H. y TOLEDANO, J. (1998) Multi-criteria and multi-objective decision making for land allocation using GIS. En: Beinart, E. y Nijkamp, P. (eds.) *Multicriteria analysis for land-use management.* Kluwer. Dordrecht: 227-251

ECHEVERRÍA, M.T. (1988) *Geomorfología de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica entre las depresiones de Calatayud y Almazán y su reborde soriano.* Tesis Doct. Fac. F^a y Letras Zaragoza. 3 Tomos. 969p. Inédita.

ECHEVERRÍA, M.T. (1989a) La depresión kárstica de Cañada Hermosa. Rasgos geomorfológicos. *Actas II Reunión del Cuaternario Ibérico*, 1: 81-86.

ECHEVERRÍA, M.T. (1989b) Notas geomorfológicas acerca del foco endorreico en la margen izquierda del río Duero aguas abajo de Soria. *Geographicalia*, 26: 75-81

EIROA, J.J. (1979) *La Cueva del Asno. Los Rábanos (Soria): Campañas 1976-1977.* Ministerio de Cultura. Excavaciones Arqueológicas en España, 107. Madrid. 135 p

ERASO, A.; LÓPEZ-ACEVEDO, V.; LÓPEZ, M.; NAVARRO, J.; SUSO, J. y SANTOS, V. (1979) Estudio de las torcas de Palancares y Cañada del Hoyo en el karst de la serranía de Cuenca. *Kobie*, 9: 7-69

ESPEJO, R. (1997) El entorno mediterráneo y la desertificación. Tendencias pasadas y futuras. En:

Ibáñez, J.J.; Valero, B.L. y Machado, C. (eds.) *El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en la desertificación.* Geoforma. Logroño: 161-186

ESPEJO, R.; TORRENT, J. y ROQUERO, C. (1973) Contribución a la caracterización de niveles superiores de terrazas fluviales en ríos españoles. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 71: 231-236

EVANS, V. (1999) Las perspectivas en materia de la calidad del aire, el uso del terreno y los transportes. Estudio de caso en California. En: Douglas, F. (ed.) *Principios del desarrollo sostenible.* AENOR. Madrid: 181-205

EVRENDILEK, F.; CELIK, I. y KILIC, S. (2004) Changes in soil organic carbon and other physical soil properties along adjacent Mediterranean forest, grassland, and cropland ecosystems in Turkey. *Jour. Arid Environ.*, 59: 743-752

EWERT, F.; ROUNSEVELL, M.D.A.; REGINSTER, I.; METZGER, M.J. y LEEMANS, R. (2005) Future scenarios of European agricultural land use I. Estimating changes in crop productivity. *Agric. Ecos. Envir.*, 107: 101-116

FALLOT, P. (1931) Note préliminaire sur le Crétacé de la région de Soria. *Extract. del Butll. de la Inst. Cat. d'Hist. Nat.*, 31 (7), Barcelona: 1212-1218.

FAO (1980) *Metodología provisional para la evaluación de la degradación de los suelos.* FAO-UNEP-UNESCO. Roma. 86 p.

FAO (1984) *Metodología provisional para la evaluación y representación cartográfica de la desertización.* FAO-PNUMA. Roma. 73 p.

FAVIS-MORTLOCK, D. y BOARDMAN, J. (1995) Nonlinear responses of soil erosion to climate change: a modelling study on the UK South Downs. *Catena*, 25: 365-387

FAVIS-MORTLOCK, D. y GUERRA, A.J.T. (1999) The implications of general circulation model estimates of rainfall for future erosion: a case study from Brazil. *Catena*, 37: 329-354

FERNÁNDEZ, P. (1988) *Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el macizo de Santa María la Real de Nieva (Segovia).* Tesis Doctoral 419/88 Univ. Complutense. Madrid. 336 p.

FERNÁNDEZ, P.; REY, C.; BABÍN, R. y TEJERO, R. (2004) Estudio morfoestructural de la red de drenaje en la cuenca de Almazán. *Geotemas*, 6(4): 219-222

FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ, F.; LOIDI, J. y MORENO, J.C. (2005) Impactos sobre la biodiversidad vegetal. En: Moreno, J.M. (dir.) *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático.* Ministerio de Medio Ambiente. Madrid: 183-247

FERREIRO, E. (1991) *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, nº 379 (Gómara).* ITGE. Madrid.

- FONS-ESTEVE, J.; IMESON, A.; JARMAN, R.; BARBERIS, R.; RYDELL, B.; CASTILLO, V. y VANDEKERCKHOVE, L. (2004)** *Working group on erosion. Task Group 1 on Pressures & Drivers Causing Soil Erosion. Final Report.* European Commission. 25 p.
- FORD, D.C. y WILLIAMS, P.W. (1989)** *Karst geomorphology and hydrology.* Unwin Hyman. Londres. 601 p
- FORTEZA, J.; LORENZO, L.F.; NAJAC, N.; CUADRADO, S.; INGELMO, F.; HERNÁNDEZ, J.; GARCÍA, M.P.; PRAT, L.; NÚÑEZ, C.; MACARRO, M.C. y RIVAS, M.D. (1987)** *Mapa de suelos de Castilla y León.* Dirección General del Medio Ambiente y Urbanismo (Servicio de Ordenación del Territorio y Cartografía). Junta de Castilla y León. Valladolid. 98 p.
- FRÄNZLE, O. (1978)** Formaciones glaciares y periglaciares en el sector oriental del Sistema Central. *Estudios Geogr.*, 39 (151): 203-231
- FULLER, I.C.; MACKLIN, M.G.; LEWIN, J.; PASSMORE, D.G. y WINTLE, A.G. (1998)** River response to high-frequency climate oscillations in southern Europe over the past 200 k.y. *Geology*, 26(3): 275-278
- GABRIELS, D. (2002)** Rain erosivity in Europe. En: Rubio, J.L.; Morgan, R.P.C.; Asins, S. y Andreu, V. (eds) *Man and soil in the third millenium. Proceedings of the Third International Congress of the European Society for Soil Conservation.* Geoforma. Logroño: 99-108
- GAERTNER, M.A.; CHRISTENSEN, O.B.; PREGO, J.A.; POLCHER, J.; GALLARDO, C.; y CASTRO, M. (2001)** The impact of deforestation on the hydrological cycle in the western Mediterranean: an ensemble study with two regional climate models. *Clim. Dynam.*, 17, 857-873
- GALLARDO, C.; ARRIBAS, C.; PREGO, J.A.; GAERTNER, M.A. y DE CASTRO, M. (2001)** Multi-year simulations using a regional model over the Iberian Peninsula: current climate and doubled CO₂ scenario. *Quart.J.R.Met.Soc.*, 127(575-A): 1659-1681
- GALLART, F.; REGÜÉS, D.; LATRÓN, J. y LLORENS, P. (2002)** Estacionalidad de los procesos hidrológicos y el transporte de sedimento en las cuencas de Vallcebre (Prepirineo catalán). En: Serrano, E. et al. (eds.) *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial. Actas VII Reunión Nacional de Geomorfología.* Valladolid. Sociedad Española de Geomorfología - Dept. Geografía, Universidad de Valladolid. Valladolid: 489-499
- GAO, Q.; YU, M. y CI, L. (2002)** Modeling wind and water erosion in northern China under climate and land use changes. *J. Soil Wat. Cons.*, 57(1): 46-55
- GARCÍA, A.; MAS, R.; SEGURA, M.; CARENAS, B.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; GIL, J.; ALONSO, A.; AURELL, M.; BÁDENAS, B.; BENITO, M.I.; MELÉNDEZ, A. y SALAS, R. (2004)** Segunda fase de post-rifting: Cretácico superior. En: Vera, J.A. (ed.) *Geología de España.* SGE-IGME. Madrid: 510-522
- GARCÍA-ABBAD, F. Y MARTÍN SERRANO, A. (1980)** Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central española). *Estudios Geol.*, 36: 391-401
- GARCÍA ANTÓN, M.; FRANCO, F.; MALDONADO, J.; MORLA, C. y SAINZ, H. (1994)** Una secuencia polínica en Quintana Redonda (Soria). Evolución holocena del tapiz vegetal en el Sistema Ibérico septentrional. *An. Jardín Bot. Madrid*, 52 (2): 187-195
- GARCÍA DEL CURA, M.A. (1974)** Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geol.*, 30: 579-597
- GARCÍA DEL CURA, M.A. y ORDÓÑEZ, S. (1984)** Composición isotópica de carbonatos fluviales de la región central de la Península Ibérica (Neógeno-actualidad). *I Congr. Geol. España:* 321-333
- GARCÍA FERNÁNDEZ, J. (1986)** *El clima en Castilla y León.* Ámbito. Valladolid. 370 p
- GARCÍA GIL, S. (1990)** *Estudio sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Soria).* Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid. 406 p + apéndices.
- GARCÍA-HIDALGO, J.F.; SEGURA, M.; y GARCÍA, Á. (1997)** El Cretácico del borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 10(1-2): 39-53
- GARCÍA MERINO, L.V. (1968)** *La ribera del Duero en Soria y las vegas de Osma y Burgo de Osma.* Dpto. Geografía. Inst. Juan Sebastián Elcano. Facultad Filos. y Letras, Univ. Valladolid. 253 p.
- GARCÍA TERUEL, A. (2002)** *Análisis comparativo de los suelos asentados sobre calizas en la comunidad de Aragón.* Proyecto Fin de Carrera. ETSI Montes. Univ. Politécnica Madrid. Inédito. 124 p
- GARCÍA-TORRES, L. (dir., 1999)** *Agricultura de Conservación en Europa: aspectos medioambientales, económicos y administrativos de la UE.* Asociación Española Agricultura de Conservación- European Conservation Agricultural Federation. 23 p.
- GARRIDO, F. (1996)** *Estabilidad estructural y erosionabilidad de suelos del tramo medio del Duero (Soria).* Tesis Fac. Farmacia. Dpto. Edafología Univ. Complutense. Inédito.
- GARZÓN, G. y ALONSO, A. (1996)** El río Guadarrama, morfología y sedimentación actual en un cauce arenoso tipo *braided*. *Cuad. Geol. Ibér.*, 21: 369-393

- GERRARD, A.J. (1988)** *Rocks and landforms*. Unwin Hyman. Londres. 319 p.
- GINER, J.L. y VICENTE, G. DE (1995)** Crisis tectónicas recientes en el sector central de la cuenca de Madrid. En: Aleixandre, T. y Pérez-González, A. (eds.) *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. Monografías del Centro de Ciencias Medioambientales, 3. CSIC. Madrid: 141-162
- GINER, J.L.; DE VICENTE, G.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; SÁNCHEZ CABAÑERO, J.G. y PINILLA, L. (1996)** Crisis tectónicas cuaternarias en la cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 20(4): 842-845
- GIORGI, F. y HEWITSON, B. (2001)** Regional climate information- evaluation and projections. En: *Climate change 2001: 1. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel of Climate Change*. Cambridge Univ. Press. Cambridge: 583-638
- GIORGI, F.; BI, X. y PAL, J. (2004)** Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. II: climate change scenarios (2071-2100). *Clim. Dynam.*, 23: 839-858
- GLADFELTER, B.G. (1971)** *Meseta and campiña landforms in Central Spain. A geomorphology of the Alto Henares basin*. The Univ. of Chicago. Dpt. Geography Research, 130: 204p
- GÓMEZ, J.J. y GOY, A. (1979)** Evolución lateral de las unidades litoestratigráficas del Jurásico en facies carbonatadas de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 83-93
- GÓMEZ, J.C. y MELÉNDEZ, N. (1994)** Estratigrafía de la Sierra de Cameros (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico. *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2): 121-139
- GÓMEZ, J.J.; COMAS-RENGIFO, M.J. y GOY, A. (2003)** Las unidades litoestratigráficas del Jurásico inferior de las Cordilleras Ibérica y Costeras Catalanas. *Rev. Soc. Geol. España*, 16 (3-4): 227-238
- GÓMEZ ORTIZ, A.; MARTÍ, C.E. y SALVADOR, F. (2001)** Evolución reciente de los estudios de geomorfología glacial y periglacial en España (1980-2000): balance y perspectivas. En: Gómez Ortiz, A. y Pérez-González, A. (eds.) *Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000)*. Sociedad Española de Geomorfología-Universidad de Barcelona. Barcelona: 139-184
- GONZÁLEZ, M.J. y GONZÁLEZ, J.A. (1989)** Geomorfología de las formaciones tobáceas del valle del río Gallo en el área de Molina de Aragón. *Cuat. Geomorf.*, 3: 63-73
- GONZÁLEZ, J.M.; FERNÁNDEZ, C.; LÓPEZ, A. y TORRES, J. (1994)** Carbonates associated with the Almazán sepiolite-palygorskite deposits (Northern Spain). *Miner. Magaz.*, 58A, A-K: 339-340
- GONZÁLEZ, A.; GUIMERÀ, J. y LUZÓN, A. (1998)** Edad Oligoceno superior-Mioceno inferior para las superficies de erosión conservadas en el flanco SW de la cubeta de Bordón (Provincia de Teruel, España). *Geogaceta*, 24: 155-158
- GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J. y GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. (1990)** Derrubios crioclásticos y etapas frías en el área de Molina de Aragón (Guadalajara). *I Rev. Nac. Geomorfología*, 1: 169-178
- GONZÁLEZ DELGADO, J.A.; CIVIS, J.; VALLE, M.F.; SIERRA, F. y FLORES, J.A. (1986)** Distribución de los foraminíferos, moluscos y ostrácodos en el Neógeno de la Cuenca del Duero. Aspectos más significativos. *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 22: 277-291
- GONZÁLEZ FERNÁNDEZ, M.I. (2001)** *Estudio de las posibilidades de generalización y agrupación litológica de las unidades del Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a Escala 1:1.000.000*. Trabajo fin de carrera Escuela Politécnica. Univ. Alcalá. Inédito. 204 p + anejos
- GONZÁLEZ HIDALGO, J.C. (1992)** La superficie productiva en el arrastre de sedimentos. En: López Bermúdez, F.; Conesa, C. y Romero, M.A. (eds.) *Estudios de Geomorfología en España. Actas II Reunión Nacional de Geomorfología, Murcia*. Sociedad Española de Geomorfología: 65-73
- GONZÁLEZ-HIDALGO, J.C.; DE LUIS, M. y PEÑA, J.L. (2005)** Los eventos extremos de precipitación, la variabilidad del clima y la erosión del suelo. Reflexiones ante el cambio del clima en los sistemas mediterráneos. *Rev. C&G*, 19(1-2): 49-62
- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. y ASENSIO, I. (1978)** Contribución al estudio de acciones periglaciares en el borde SW del Sistema Ibérico (Cifuentes-Maranchón, Guadalajara). En: *Colloque sur Périglaciare d'altitude du domaine méditerranéen et abords*. 177-185
- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. y ASENSIO, I. (1986)** Procesos geomorfológicos en la región alcarreña y sector central de la cuenca del Tajo. En: López Bermúdez, F. y Thornes, J.B. *Estudios sobre geomorfología del sur de España*. Murcia. Dpto. Geogr. Fís. UGI: 81-85
- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. y PELLICER, F. (1988)** Rasgos generales del periglacialismo de la Península Ibérica II. Dominio continental de las tierras del interior. *Cuad. Invest. Geogr.*, 14 (1-2): 23-80
- GONZÁLEZ PARRA, J.; PALOMAR, M.L.; HERNANDO, J.; MORENO, A.M.; FERNÁNDEZ, M.C. y HERNANDO, M.I. (1991)** *Estudio de los suelos del sector central de la provincia de Soria*. Diputación Provincial de Soria. Col. Temas Sorianos, 18. Soria. 90 p.
- GONZÁLEZ REBOLLAR, J.L.; IBÁÑEZ, J.J.; GARCÍA-ÁLVAREZ, A. y GANUZA, A. (2000)** Paisaje vegetal, cambio climático y degradación del suelo.

- Interpretación desde un modelo fitoclimático. *El Campo de las Ciencias y las Artes*, 137: 223-260
- GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, M.; JULIAN, P. y REDONDO, J. (1990)** Influencia de la escala de trabajo en la estimación de la erosión mediante el modelo USLE. I *Reunión Nacional de Geomorfología*. Teruel. Actas. T. 2. Instituto de Estudios Turolenses- Sociedad Española de Geomorfología. Teruel: 607-617
- GONZALO, A. (1981)** *El relieve de La Rioja: Análisis de geomorfología estructural*. Instituto de Estudios Riojanos. Logroño. 508 p.
- GONZALO, A.N. (1985)** La red fluvial riojana. Problemas de trazado. *Actas I Col. Geogr. La Rioja*, 5: 25-29
- GOODESS, C.; OSBORN, T. y HULME, M. (2003)** *The identification and evaluation of suitable scenario development methods for the estimation of future probabilities of extreme weather events*. Tyndall Centre Technical Report nº 4. 67 p.
- GOUBANOVA, K. y LI, L. (2007)** Extremes in temperature and precipitation around the Mediterranean basin in an ensemble of future climate scenario simulations. *Glob. Plan. Change*, 57: 27-42
- GOUDIE, A.S. (1994)** Deserts in a warmer world. En: Millington, A.C. y Pye, K. (eds.) *Environmental change in drylands: Biogeographical and geomorphological perspectives*. John Wiley & Sons. Chichester: 1-24
- GOUDIE, A.S. (1999)** Wind erosional landforms: Yardangs and Pans. En: Goudie, A.S.; Livingstone, I. y Stokes, S. (eds.) *Aeolian environments, sediments & landforms*. Wiley. Chichester: 167-180
- GOY, A.; GÓMEZ, J.J. y YÉBENES, A. (1976)** El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte) Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geol.*, 32: 391-423
- GRACIA, F.J. (1987)** Controles morfométricos de los campos de dolinas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuat. Geom.*, 1: 119-134
- GRACIA, F.J. (1990)** *Geomorfología de la región de Gallocanta (Cordillera Ibérica central)*. Tesis Doctoral Univ. Zaragoza. Inédita.
- GRACIA, F.J. (1993)** Evolución cuaternaria del río Jiloca (Cordillera Ibérica Central). En: Fumanal, M.P. y Bernabéu, J. (eds.) *Estudios sobre Cuaternario: Medios sedimentarios. Cambios ambientales. Hábitat humano*. Dpt. Geografía. Univ. Valencia. Valencia: 43-51
- GRACIA, F.J. (1995)** Shoreline forms and deposits in Gallocanta lake (NE Spain). *Geomorphology*, 11: 323-335
- GRACIA, F.J.; GUTIÉRREZ ELORZA, M. y LERÁNOZ, B. (1988)** Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 1(1-2): 135-142
- GRACIA, F.J.; NOZAL, F.; PINEDA, A. y WOUTERS, P.F. (1990)** Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7:38-40
- GRACIA, F.J.; GUTIÉRREZ SANTOLALLA, F. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1996)** Los poljes de la región de Layna (Cordillera Ibérica Noroccidental). *Cuat. Geomorf.*, 10(3-4): 33-45
- GRACIA, F.J.; GUTIÉRREZ SANTOLALLA, F. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1999)** Evolución geomorfológica del polje de Gallocanta (Cordillera Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (3-4): 351-368
- GRACIA, C.; GIL, L. y MONTERO, G. (2005)** Impactos sobre el sector forestal. En: Moreno, J.M. (dir.) *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid: 399-435
- GREGORY, J.M. y MITCHELL, J.F.B. (1995)** Simulation of daily variability of surface temperature and precipitation over Europe in the current and 2xCO₂ climates using the UKMO climate model. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 121: 1451-1476
- GREGORY, J.M.; MITCHELL, J.F.B.; y BRADY, A.J. (1997)** Summer drought in northern midlatitudes in a time- dependent CO₂ climate experiment. *Jour. Clim.*, 10(4): 662-686
- GUERIN, C. y SANTAFÉ, J.V. (1978)** *Dicerorhinus miquelcrusafonti* nva. sp. Une nouvelle espèce de Rhinoceros (Mammalia, Perissodactyla) du gisement pliocène de Layna (Soria, Espagne) et de la formation pliocène de Perpignan (Pyrénées Orientales, France). *Geobios*, 11(4): 457-491
- GUERRA, A.; MONTURIOL, F.; BODORREY, T.; HORRA, J.L.; LABRANDERO, J.L. y CARLEVARIS, J.J. (1970)** *Mapa de suelos de la provincia de Guadalajara. Escala 1:250.000*. CSIC. Madrid. 89 p.
- GUERRO, G. (2001)** *Aplicación de la Ecuación Revisada de la Pérdida de Suelo (RUSLE) en la Isla de Hainan, China. Un Caso de Estudio en la Cuenca del río Nandú*. Proyecto de Investigación Dept. Geodinámica UCM. 97 p+anexos. Inédito.
- GUIMERÀ, J. (2004)** Cadenas con cobertera: las cadenas Ibérica y Costera Catalana. En: Vera, J.A. (ed.) *Geología de España*. SGE-IGME. Madrid: 602-617
- GUIMERÀ, J. y GONZÁLEZ, A. (1998)** El relieve de la Cadena Ibérica como un producto de la compresión alpina. *Geogaceta*, 24: 163-166
- GUIMERÀ, J.; ALONSO, A. y MAS, R. (1995)** Inversion of an extensional ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N Spain). En: Buchanan, J.G. y Buchanan, P.G. (eds.) *Basin Inversion*. Geol. Soc. Spec. Publ., 88: 433-453

- GUIMERÀ, J.; SALAS, R.; MAS, R.; MARTÍN-CLOSAS, C.; MELÉNDEZ, A. y ALONSO, A. (2000)** The Iberian Chain: Tertiary inversion of a mesozoic intraplate basin. *Geotemas. (5º Congreso Geológico de España)*, 1(1):67-69
- GUISO, R.; ARMENTEROS, I. y DABRIO, C.J. (1988)** Sedimentación continental paleógena entre Almazul y Deza (Cuenca de Almazán oriental, Soria). *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 25: 67-86
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1994)** Introducción a la geomorfología española. En: Gutiérrez Elorza, M. (coord.) *Geomorfología de España*. Rueda. Madrid: 1-24
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (2006)** Erosión e influencia del cambio climático. *Rev. C&G*, 20(3-4): 45-59
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y GRACIA, F.J. (1997)** Environmental interpretation of the tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). En: Widdowson, M. (ed.) *Paleosurfaces: Recognition, reconstruction and paleoenvironmental interpretation*. Geological Society Spec. Publ., 120: 147-158
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y PEÑA, J.L. (1975)** Karst y periglaciario en la Sierra de Javalambre. *Bol. Geol. Min.*, 86: 561-572
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y PEÑA, J.L. (1979a)** El karst de Villar del Cobo (Sª Albarracín). *Estudios Geol.*, 35: 651-654
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y PEÑA, J.L. (1979b)** El karst de los Llanos de Pozondón (Sierra de Albarracín). *Teruel*, 61-62: 39-46
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y PEÑA, J.L. (1989)** El karst en la Cordillera Ibérica. En: Durán, J.J. y López-Martínez, J. (eds.) *El karst en España*. Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología. Madrid: 151-162
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y PEÑA, J.L. (1994)** Cordillera Ibérica. En: Gutiérrez Elorza, M. (ed.) *Geomorfología de España*. Ed. Rueda. Madrid: 251-286
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y PEÑA, J.M. (1998)** Geomorphology and late Holocene climatic change in Northeastern Spain. En: Berkowicz, S.; Lavee, H. y Yair, A. (eds.) *Geomorphic response of mediterranean and arid areas to climate change*. *Geomorphology*, 23(2-4): 205-217
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y SESÉ, V.H. (1999)** Cálculo de retrocesos de escarpes de la Cuenca de Almazán y significación climática de la evolución de laderas (Depresión oriental del Duero). *Bol. Geol. Min.*, 110: 581-590
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y SESÉ, V.H. (2001)** Multiple talus flatirons, variations of scarp retreat rates and the evolution of slopes in Almazán Basin (Semi-arid central Spain). *Geomorphology*, 38 (1-2): 19-29
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VALVERDE, M. (1994)** El sistema de poljes del río Guadazaón (Cordillera Ibérica, Provincia de Cuenca). *Cuat. Geom.*, 8(1-2) 87-95
- GUTIÉRREZ ELORZA, M.; PEÑA, J.L. y SIMÓN, J.L. (1982a)** El karst en el sector centrorienta de la Cordillera Ibérica. *Actas Reunión Monográfica sobre el Karst. Larra*: 81-92
- GUTIÉRREZ ELORZA, M.; PEÑA, J.L. y SIMÓN, J.L. (1982b)** El polje de Vistabella del Maestrazgo (provincia de Castellón). *Actas Reu. Monogr. Karst. Larra*: 95-104
- GUTIÉRREZ ELORZA, M.; PEÑA, J.L. y SIMÓN, J.L. (1983)** Los poljes de la región de Torrijas- Abejuela (Provincias de Teruel, Castellón y Valencia). *Teruel*, 69: 99-108
- GUTIÉRREZ ELORZA, M.; SANCHO, C.; ARAUZO, T. Y PEÑA, J.L. (1998)** Scarp retreat rates in semiarid environments from talus flatirons (Ebro Basin, NE Spain). *Geomorphology*, 25: 11-21
- GUTIÉRREZ ELORZA, M.; GUTIÉRREZ SANTOLALLA, F. y DESIR, G. (2006)** Considerations on the chronological and causal relationships between talus flatirons and palaeoclimatic changes in central and northeastern Spain. *Geomorphology*, 73: 50-63
- GUTIÉRREZ SANTOLALLA, F.; GRACIA, J. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1996)** Consideraciones sobre el final del relleno endorreico de las fosas de Calatayud y Teruel y su paso al exorreísmo: implicaciones morfo-estratigráficas y estructurales. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, 21: 23-43
- HAMMELL, M. (2002)** *Protección del suelo para un desarrollo sostenible*. Seminario Europeo sobre Protección del Suelo y el Desarrollo Sostenible. Soria. Inédito.
- HANDMER, J.; PENNING- ROWSELL, E. y TAPSELL, S. (1999)** Flooding in a warmer world: the view from Europe. En: Downing, T.E.; Olsthoorn, A.J. y Tol, R.S.J. (eds.) *Climate, change and risk*. Routledge. Londres: 125-161
- HARLEY, P.C. (1995)** Modeling leaf level effects of elevated CO₂ on Mediterranean sclerophylls. En: Moreno, J.M. y Oechel, W.C. (eds.) *Global change and Mediterranean-type ecosystems*. Springer. Nueva York: 35-57
- HERAS RODRÍGUEZ, R. (Dir., 1972)** *Mapa de escorrentía total de España. Período 1912-13 a 1970-71*. Centro de Estudios Hidrográficos.
- HERNAIZ, P.P.; LÓPEZ OLMEDO, F.; CABRA, P.; SOLÉ, J. y VALVERDE, P. (2005)** *Mapa Geológico de España E. 1:50.000 nº 432 (20-17) 'Riaza'*. IGME.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1915)** *Geología y paleontología del Mioceno de Palencia*. Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas. Memoria, 5. Madrid. 295 p.

- HÉRNÁNDEZ-PACHECO, E. (1928)** Los cinco ríos principales de España y sus terrazas. *Trab. Mus. Nac. CC. Nat.*, 36: 151 p.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1932-34)** Síntesis fisiográfica y geológica de España. *Trab. Mus. Nac. CC. Nat.*, 36 y 38: 584 p.
- HÉRNÁNDEZ-PACHECO, E. (1955-56)** Fisiografía del solar hispano. *Mem. R. Acad. CC. Exactas, Fis. Nat.*, 16. Tomo 1, 665 p. Tomo 2, 793 p.
- HÉRNÁNDEZ-PACHECO, F. (1928)** Modificaciones de la red fluvial en España. La captura del Duero en Numancia. *Asoc. Española para el Progreso de las Ciencias XI Congreso*, Cádiz, tomo 6, sec. 4: 165-177
- HÉRNÁNDEZ-PACHECO, F. (1932a)** Tres ciclos de erosión geológica en las sierras orientales de la Cordillera Central. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 32: 455-460
- HÉRNÁNDEZ PACHECO, F. (1932b)** "Las terrazas cuaternarias del Duero en su tramo medio". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 32: 479-487
- HÉRNÁNDEZ-PACHECO, F. y CESTEROS, J.B. (1952)** Los grandes argayos de las cuevas del Mioceno de Castilla la Vieja, su influencia en la formación del relieve y época de los mismos. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 50: 33-43
- HERNANDO, S. (1977)** Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (Provincia de Segovia, Soria y Guadalajara). Tesis Doctoral. *Seminarios de Estratigrafía*, 2: 407 p.
- HERNANDO, S. (1980)** Mapa geológico del Pérmico y Triásico de la Región Ayllón-Atienza. *Cuad. Geol. Ibér.*, 6: 21-54
- HERNANDO, J. y HERNANDO, S. (1977)** La 'alteración pretriásica' según el estudio de las fracciones pesadas de materiales detríticos. *Cuad. Geol. Ibér.*, 4: 99-110
- HICKEY, R. (2000)** Slope angle and slope length solutions for GIS. *Cartography*, 29 (1): 1-8
- HILBERT, D.W. y CANADELL, J. (1995)** Biomass partitioning and resource allocation of plants from Mediterranean-type ecosystems: possible responses to elevated atmospheric CO₂. En: Moreno, J.M. y Oechel, W.C. (eds.) *Global change and Mediterranean-type ecosystems*. Springer. Nueva York: 35-57
- HONTORIA, C.; RODRÍGUEZ MURILLO, J.C. y SAA, A. (1999)** Relationships between soil organic carbon and site characteristics in peninsular Spain. *Soil Sci. Am. J.*, 63: 614-621
- HONTORIA, C.; RODRÍGUEZ MURILLO, J.C. y SAA, A. (2005)** Soil organic carbon content in arid and semi-arid regions of peninsular Spain. En: Faz, A.; Ortiz, R. y Mermut, A.R. (eds.) *Sustainable use and management of soils. Arid and semiarid regions. Advances in Geoecology*, 36. Verlag. Reiskirchen: 275-280
- HOYOS, M.A.; LEGUEY, S. y RODRÍGUEZ, J. (1973)** Estudio mineralógico de las terrazas del río Duero en la provincia de Soria. *Anal. Edafol. Agrobiol.*, 32: 143-160
- HOYOS, M.A.; LEGUEY, S. y RODRÍGUEZ, J. (1974)** Las terrazas del río Duero desde Gormaz hasta Peñafiel. *Anal. Edaf. Agrobiol.*, 33: 185-198
- HUDSON, N. (1982)** *Conservación del suelo*. Ed. Reverté. Barcelona. 335 p.
- HUERTA, P. y ARMENTEROS, I. (2002)** Estratigrafía y sedimentología de la Unidad Detrítico – Carbonatada Superior (Mioceno Superior, borde centro-oriental de la cuenca del Duero), (Caleruega, Burgos). *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 38: 55-86
- IBÁÑEZ, J.J. (1986)** *Ecología del paisaje y sistemas edáficos en el macizo de Ayllón*. Tesis Doctoral. Ed. Univ. Complutense. Madrid. 581 p.
- IBÁÑEZ, J.J.; GONZÁLEZ REBOLLAR, J.L.; GARCÍA ÁLVAREZ, A. y SALDAÑA, A. (1997)** Los geoecosistemas mediterráneos en el espacio y el tiempo. En: Ibáñez, J.J.; Valero, B.L. y Machado, C. (eds.) *El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en la desertificación*. Geoforma. Logroño: 27-130
- IBÁÑEZ, J.J.; BELLO, A. y GARCÍA-ÁLVAREZ, A. (2005)** La conservación de los suelos europeos: un análisis crítico de la actual estrategia de la Unión Europea. En: Callaba, A.; Iribarren, E. y Fernández-Canteli, P. (eds.) *Protección del suelo y el desarrollo sostenible*. Publicaciones del IGME, Serie Medio Ambiente nº 6. Madrid: 133-161
- IBÁÑEZ, M.J.; PELLICER, F. y YETANO, M. (1983)** Rasgos geomorfológicos del contacto entre la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro (sector aragonés). *Geographicalia*, 18: 3-19
- ICONA (1982)** *Paisajes erosivos en el sureste español. Ensayo metodológico para el estudio de su cualificación y cuantificación*. Monografía 26. Servicio de publicaciones MAPA. 67 p.
- ICONA (1988)** *Agresividad de la lluvia en España: valores del factor R de la ecuación universal de pérdidas de suelo*. Servicio de Publicaciones Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid. 39 p + mapas.
- ICONA (1994)** Segundo *Inventario Forestal Nacional (1986-1995)*. Castilla y León. Soria. MAPA. 250 p + 10 planos
- IGLESIAS, A. (2000)** Impacto del cambio climático en la agricultura: escenarios para la producción de cultivos en España. *El Campo*, 137: 183-199
- IGME (1978)** *Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas. Cuenca Alta del Duero. Sistema 10-bis. Sector occidental*. Informe inédito IGME-IRYDA. 84 p+anejos.

- IGME (1983)** *Investigación hidrogeológica básica del sistema nº 88 (10-bis) (Terciario Sureste de Soria). Cuenca del Duero*. PNIAS. Colección Informe. 64 p + 1 mapa
- IMESON, A.C. (2002)** Inter- linkages between climate change and soil conservation fuctions: some key issues. En: Rubio, J.L.; Morgan, R.P.C.; Asins, S. y Andreu, V. (eds) *Man and soil in the third millenium. Proceedings of the Third International Congress of the European Society for Soil Conservation*. Tomo 1. Geoforma. Logroño: 153-163
- IMESON, A.C. y EMMER, I. (1992)** The implication of climatic change for land degradation in the Mediterranean region. En: Jeftic, L. et al (eds.) *Climatic change and the Mediterranean*. Arnold. Londres: 95-128
- IMESON, A.C. y LAVEE, H. (1998)** Investigating the impact of climate change on geomorphological processes: the transect approach and the influence of scale. *Geomorphology*, 23: 219-227
- IMESON, A.C.; LAVEE, H.; CALVO, A. y CERDÀ, A. (1998)** The erosional response of calcareous soils along a climatological gradient in South East Spain. *Geomorphology*, 24(1): 3-16
- INGRAM, J.; LEE, J. y VALENTIN, C. (1996)** The GCTE Soil Erosion Network: A multi-participatory research program. *J. Soil Water Cons.*, 51(5): 377-380
- JALUT, G.; MONTSERRAT, J.; FONTUGNE, M.; DELIBRIAS, G.; VILAPLANA, J.M.; y JULIÀ, R. (1992)** Glacial to interglacial vegetation changes in the Northern and Southern Pyrénées: deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quatern. Sci. Rev.*, 11: 449-480
- JANSEN, M.E., TORNÉ, M., CLOETINGH, S. y BANDA, E. (1993)** Pliocene uplift of the eastern Iberian margin: inferences from quantitative modelling of the Valencia Trough. *Earth Plan. Sci. Let.*, 119: 585-597
- JENKINSON, D.S.; ADAMS, D.E. y WILD, A. (1991)** Model estimates of CO₂ emissions from soil in response to global warming. *Nature*, 351: 304-306
- JONES, R.N.; LEEMANS, R.; MEARN, L.O.; NAKICENOVIC, N.; PITTOCK, A.B.; SEMENOV, S.M. y SKEA, J. (2001)** Developing and applying scenarios. En: McCarthy, J.; Canziani, O.F.; Leary, N.; Dokken, D. y White, K. (eds.) *Climate change 2001: impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the third assessment report of the Intergovernmental Panel of Climate Change*. Cambridge Univ. Press. Cambridge: 145-190
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974)** *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. IGME. Madrid. 113 p+mapa 1:1.000.000
- KENNEDY, B.A. (1976)** Valley-side slopes and climate. En: Derbyshire, E. (ed.) *Geomorphology and Climate*. John Wiley & Sons, Londres: 171-201
- KINDELÁN, V.; O'SHEA, G.; FERNÁNDEZ, P.; MENÉNDEZ, J. y TARGHETTA, J.B. (1931)** *Mapa geológico escala 1:50.000. Hoja nº 433 'Atienza' (1ª serie)*. IGME. Madrid. 53 p + láminas, mapa y cortes
- KING, L.C. (1953)** Canons of landscape evolution. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 64(7): 721-751
- KING, L.C. (1967)** *The Morphology of the Earth: A study and synthesis of world scenery*. Oliver and Boyd Ed. Edimburgo- Londres. 2ª Edición. 722 p.
- KOSMAS, K. (2006)** The impact of land use on desertification risk. *Jornadas Desertificación y seguridad ambiental: consecuencias y prevención*. Museo CosmoCaixa. Madrid. Inédito.
- LAL, R. (1990)** *Soil erosion in the Tropics: principles and management*. McGraw-Hill. Nueva York. 579 p.
- LASANTA, T.; GARCÍA RUIZ, J.M.; PÉREZ RONTOMÉ, M.C. y SANCHO, C. (2000)** Runoff and sediment yield in a semi- arid environment: the effect of land management after farm- land abandonment. *Catena*, 38(4): 265-278
- LAVEE, H.; IMESON, A.C.; PARIENTES, S. y BENYAMINI, Y. (1991)** The response of soils to simulated rainfall along a climatological gradient in an arid and semiarid region. *Catena suppl.*, 19: 19-37
- LE HOURÉOU, H.N. (1989)** Agroselvicultura y silvopastoralismo para combatir la degradación del suelo en la cuenca mediterránea. Viejas soluciones para problemas nuevos. En: *Degradación de zonas áridas en el entorno mediterráneo*. Monografías de la Dirección General de Medio Ambiente. MOPU. Madrid: 105-116
- LEE, J.J.; PHILLIPS, D.L. y DODSON, R.F. (1996)** Sensitivity of the US Corn Belt to climate change and elevated CO₂: II. Soil erosion and organic carbon. *Agric. Syst.*, 52: 503-521
- LEE, J.J., D.L. PHILLIPS, D.L. y BENSON, V.W. (1999)** Soil erosion and climate change: assessing potential impacts and adaptation practices. *J. Soil and Water Cons.* 54(3):529-536
- LEMARTINEL, B. (1985)** L'évolution géomorphologique de La Demanda et de ses piémonts durant le Néogène. *Rev., Géogr. Pyr. et du Sud-Ouest*, 56: 471-490
- LENDÍNEZ, A. (1991)** *Mapa Geológico de España E. 1:50.000 nº 435 (23-17) 'Arcos de Jalón'*. ITGE. Madrid.
- LENDÍNEZ, A. y MUÑOZ, J.L. (1991)** *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, nº 405 (21-16) 'Berlanga de Duero'*. ITGE. Madrid.

- LENDÍNEZ, A. y RUIZ, V. (1991)** *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, nº 408 'Torrijo de la Cañada'*. ITGE. Madrid.
- LENDÍNEZ, A. y VALVERDE, M.F. (1991)** *Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 nº 407 (23-16) 'Morón de Almazán'*. ITGE. Madrid.
- LEÓN, A. (1991a)** *Caracterización agroclimática de la provincia de Guadalajara*. Dirección General de la Producción Agraria. MAPA. Madrid.
- LEÓN, A. (1991b)** *Caracterización agroclimática de la provincia de Soria*. Dirección General de la Producción Agraria. MAPA. Madrid.
- LESSCHEN, J.P. y CAMMERAAT, L.H. (2005)** Spatial distribution of vulnerable areas for gully erosion due to agricultural land abandonment in Southeast Spain. En: Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M.; Desir, G.; Guerrero, J.; Lucha, P.; Marín, C. y García-Ruiz, J.M. (eds.) *6th International Conference on Geomorphology*. IAG-Universidad de Zaragoza. Zaragoza: 190
- LIMA, J.L.M.P. DE; GONZÁLEZ, C.B. y LIMA, M.I.P. DE (2002)** Experiências laboratoriais sobre a influência do movimento de chuvas no transporte de sais solúveis no escoamento superficial. En: Moral, L. (coord.) *La directiva marco del agua: realidades y futuros. III Congreso Ibérico sobre gestión y planificación del agua*. Univ. Sevilla. Sevilla: 440-445
- LIVINGSTONE, I. y WARREN, A. (1996)** *Aeolian Geomorphology: An Introduction*. Longman. Essex: 211 p
- LLAMAS, M.R. (1983)** Relación entre las aguas subterráneas y las aguas superficiales. En: Custodio, E. y Llamas, M.R. (dirs.) *Hidrología Subterránea*. Tomo I. Omega. Barcelona: 1097-1157
- LLOPIS, N. (1970)** *Fundamentos de hidrogeología cársica: Introducción a la geoespeleología*. Blume. Madrid. 269 p.
- LÓPEZ, F. y GONZÁLEZ, J.M. (1995)** Fibrous clays in the Almazan basin (Iberian Range, Spain): genetic pattern in a calcareous lacustrine environment. *Clay Minerals*, 30: 395-406
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (2001)** El riesgo de desertificación. En: Martín de Santa Olalla, F. (dir.) *Agricultura y desertificación*. MundiPrensa, Madrid: 15-38
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F.; y ROMERO, A. (1992)** Génesis y consecuencias erosivas de las lluvias de alta intensidad en la región mediterránea. *Cuad. Invest. Geogr.*, 19: 7-28
- LÓPEZ CADENAS, F.; PÉREZ-SOBA, A.; AGUILÓ, J.; RABADE, J.M.; MONTALVO, J.; CARLES, S.; COCERO, A.; HERNÁNDEZ, L. y ORTEGA, M. (1990)** *Mapas de estados erosivos. Cuenca Hidrográfica del Duero*. ICONA. Madrid. 96 p + mapas.
- LÓPEZ GARCÍA, P. y LÓPEZ SÁEZ, J.A. (1996)** Contribución al conocimiento del paisaje Holoceno de la provincia de Soria: Análisis palinológico en el yacimiento arqueológico de Parpantique. *Acta Geol. Hisp.*, 31(4):77-84
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1977)** Nuevos lagomorfos (Mammalia) del Neógeno y Cuaternario español. *Trab. Neóg. Cuat.*, 8: 7-45
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; SESÉ BENITO, C. y SANZ GARCÍA, J.L. (1977a)** La microfauna (Rodentia, insectivora, lagomorpha y reptilia) de las fisuras del Mioceno medio de Escobosa de Catalañazor (Soria, España). *Trab. Neóg. Cuat.*, 8: 47-73
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; SESÉ BENITO, C. y SANZ GARCÍA, J.L. (1977b)** La microfauna de las formaciones del Mioceno medio de Escobosa de Calatañazor (Soria, España). *Acta Geol. Hisp.*, 12 (113): 60-68
- LÓPEZ OLMEDO, F.; ENRILE, A. y CABRA, P. (1997)** *Mapa Geológico de España E 1:50.000, nº 374 (18-15) 'Peñafiel'; nº 345 (18-14) 'Roa'*. ITGE. Madrid.
- LOTZE, F. (1929)** Stratigraphie und Tectonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Beitr. Geol. Westmedit. Gebiet. 3 Abh. Ges. Win. Z. Gottingen Math. Phys. N.F.* 14 (2). Trad. Española San Miguel, M. (1955) Estratigrafía y tectónica de las cadenas paleozoicas celtibéricas. *Publ. Extranj. Geol. España*, 8: 1-315
- LOZANO, M.V. (1988)** Los poljes del sector de Mosqueruela (S^a de Gúdar-Maestrazgo, Teruel). *Cuat. Geom.*, 2: 57-66
- LOZANO, M.V. y JIMÉNEZ, A. (1990)** El karst de los Llanos de Villaseco (Cordillera Ibérica Oriental, Teruel). *I Reu. Nac. Geomorfología*. Inst. Estudios Turolenses. Teruel. Tomo I: 115-124
- LUCAS, J.A. (2002)** Gestión de suelos forestales en la provincia de Soria. *Seminario Europeo sobre Protección del Suelo y el Desarrollo Sostenible*. Soria. Inédito.
- MACKIN, J.H. (1970)** Origin of pediments in the Western United States. In: Pécsi, M. (ed) *Problems of relief planation*. Hungarian Academy of Sciences. Budapest: 85-105
- MACKLIN, M.G.; FULLER, I.C.; LEWIN, J.; MAAS, G.S.; PASSMORE, D.G.; ROSE, J.; WOODWARD, J.C.; BLACK, S.; HAMLIN, R.H.B. y ROWAN, J.S. (2002)** Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change. *Quat. Sci. Rev.*, 21: 1633-1641
- MADDY, D.; BRIDGLAND, D. y WESTAWAY, R. (2001)** Uplift-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, U.K. *Quat. Int.*, 79: 23-36

- MAESTRO, A. (1999)** *Estructura y evolución alpina de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica)*. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza. 334 p. Inédita.
- MAESTRO, A.; CORTÉS, A.L. y CASAS, A.M. (1997a)** Estructura del sector norte de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 22: 117-120
- MAESTRO, A.; CORTÉS, A.L. y CASAS, A.M. (1997b)** Pliegues y cabalgamientos terciarios en el sector noroccidental de la Rama Aragonesa (Cordillera Ibérica). En: Calvo, J.P. y Morales, J. (eds.) *Avances en el conocimiento del Terciario ibérico. III Congr. Grupo Español del Terciario*: 113-116
- MAESTRO, A.; LIESA, C.L.; SIMÓN, J.L.; CASAS, A.M. y ARLEGUI, L.E. (1997c)** Fracturación, plegamiento y campos de esfuerzos en los conglomerados oligocenos de Gómara (Cuenca de Almazán, Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 10(1-2): 3-12
- MALLADA, L. (1907)** Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Eoceno, Oligoceno y Mioceno. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, VI.
- MALLADA, L. (1911)** Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Plioceno, Diluvial y Aluvial. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, VII.
- MANNING, M. y NOBRE, C. (eds., 2001)** Climate change 2001: impacts, adaptation, and vulnerability. Technical Summary. En: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel of Climate Change*. Cambridge Univ. Press. Cambridge: 19-73
- MARTÍN HERRERO, D.; ALBERT, V.; LÓPEZ PLAZA, M. y RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (1990)** *Mapa Geológico de España E 1:50.000, nº 525 'Ciudad Rodrigo'*. ITGE. Madrid.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991)** La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 337-351
- MARTÍN-SERRANO, A. y SALAZAR, A. (2005)** *Mapa geomorfológico de España a escala 1:50.000. Guía para su elaboración*. IGME. Madrid. 156 p.
- MARTÍNEZ-TORRES, L.M. (1994)** *Principales tipos de mapas geóticos*. Univ. País Vasco. 194p.
- MARZO, M. (1989)** Sistemas fluviales de alta sinuosidad. En: Arche, A. (coord.) *Sedimentología*. Vol. 1. Col. Nuevas Tendencias. CSIC. Madrid: 107-141
- MAS, J.R.; ALONSO, A. y GUIMERÁ, J. (1993)** Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja- Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4): 129-144
- MAS, R.; GARCÍA, A.; SALAS, R.; MELÉNDEZ, A.; ALONSO, A.; AURELL, M.; BÁDENAS, B.; BENITO, M.I.; CARENAS, B.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; GIL, J. y SEGURA, M. (2004)** Segunda fase de *rifting*: Jurásico superior-Cretácico inferior. En: Vera, J.A. (ed.) *Geología de España*. SGE-IGME. Madrid: 503-510
- MASACHS, V. (1952)** El Clima. Las aguas. En: *Geología de España y Portugal. Geografía Física*, II. Ed. Montaner y Simón. Barcelona. 316 pp
- MATESANZ, J. (1987)** Estudio sedimentológico de la facies Buntsandstein en el extremo NW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Provincia de Soria). *Estudios Geol.*, 43: 79-94
- MAY, W. (2007)** The simulation of the variability and extremes of daily precipitation over Europe by the HIRHAM regional climate model. *Glob. Planet. Change*, 57: 59-82
- MAZO, A.V. y JORDÁ, J.F. (1994)** Los proboscídeos neógenos de Piquera de San Esteban (Cuenca del Duero, Soria). Implicaciones bioestratigráficas. *Estudios Geol.*, 50: 239-245
- MAZO, A.V., VAN DER MADE, J., JORDÁ, J.F., HERRÁEZ, E. Y ARMENTEROS, I. (1998)** Fauna y Bioestratigrafía del yacimiento Aragoniense de Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia). *Estudios Geol.*, 54: 231-248.
- MAZO, A.V., JORDÁ, J.F., VAN DER MADE, J., HERRÁEZ, E. y ARMENTEROS, I. (1999)** Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia). Aportaciones a la bioestratigrafía del Aragoniense del sector SW de la Cuenca del Duero. *Temas Geol.-Min.*, 26: 274-275.
- McGUIRE, W. (2004)** *Climate change 2004*. Technical Paper 02. Benfield Hazard Research Centre. 26 p
- MEDIAVILLA, R.M. (2001)** *Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector central de la Cuenca del Duero (Provincia de Palencia)*. Tesis Doctoral Dpto. Estratigrafía Univ. Complutense Madrid. 213 p + mapas y columnas. Inédita.
- MEDIAVILLA, R.M. y DABRIO, C. (1986)** La sedimentación continental del Neógeno en el sector centro-septentrional de la depresión del Duero (Provincia de Palencia). *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 22: 111-132
- MEDIAVILLA, R.M. y DABRIO, C. (1988)** Controles sedimentarios neógenos en la Depresión del Duero (Sector Central). *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2): 187-196
- MEDIAVILLA, R.M.; DABRIO, C.; MARTÍN SERRANO, A. y SANTISTEBAN, J.I. (1996)** Lacustrine Neogene systems of the Duero basin: evolution and controls. En: Friend, P.F. y Dabrio, C.J. (eds.) *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge: 228-236
- MEENTEMEYER, V. (1984)** The geography of organic matter decomposition rates. *Ann. Assoc. A. Geographers*, 74: 551-560

- MELÉNDEZ, A. PARDO, G. PENDÓN, J.G. y VILLENA, J. (1982)** Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán durante el Mioceno superior. *I Rev. Nac. Geol. Cuenca del Duero. Temas Geol. Min.*, 6 T. 2: 415-429
- MELÉNDEZ, A.; PEÑA, J.L. y SANCHO, C. (1996)** Factores fisicoquímicos que intervienen en el desarrollo del río de la Fuente del Berro (S^a de Albarracín, Teruel). *Rev. Soc. Geol. España*, 9(1-2): 125-134
- MENÉNDEZ, J. (1975)** Análisis palinológico de los sedimentos turbosos de Calatañazor (Soria). *Estudios Geol.*, 31: 795-797
- MIMAM, Ministerio de Medio Ambiente (1998)** *Libro Blanco del Agua en España*. Ministerio de Medio Ambiente. Secretaría General de Aguas y Costas. Madrid. 637 p.
- MIMAM, Ministerio de Medio Ambiente (2000)** *Indicadores ambientales. Una propuesta para España*. Ministerio de Medio Ambiente. Serie Monografías, Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental. Madrid. 146 p.
- MINISTERIO DE AGRICULTURA (1983-85)** *Mapa de cultivos y aprovechamientos E. 1:50.000, n^{os} 348, 349, 350, 377, 378, 379, 405, 406, 433, 434*. Dirección General de la Producción Agraria. Madrid.
- MIRALBES, M.R. (1954)** La trashumancia soriana en el momento actual. Contribución al estudio de la trashumancia Soriana. *Estud. Geogr.*, 56: 337-377
- MITASOVA, H. (1999)** *Modeling soil detachment with RUSLE 3d using GIS*. University of Illinois. <http://www2.gis.uiuc.edu:2280/modviz/erosion/usle.html>
- MOISSENET, E. (1984)** Observations préliminaires sur les piémonts intérieurs des Monts Ibériques dans la région de Teruel. En: *Montagnes et Piémonts. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, Travaux*, 1: 187-208
- MOISSENET, E. (1989)** Les foses néogènes de la Chaîne Ibérique: leur évolution dans le temps. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 (5): 919-926
- MOLINA, E. y ARMENTEROS, I. (1986)** Los arrasamientos plioceno y plio-pleistoceno en el sector suroriental de la cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 22: 293-307
- MOLINA, E. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1989)** Depresión del Duero. En: Pérez-González, A.; Cabra, P. y Martín-Serrano, A. (coords.) *Mapa del Cuaternario de España*. ITGE. Madrid: 153-161
- MOLINA, E.; BLANCO, J.A. y MARTÍNEZ GIL, F.J. (1982)** Esquema morfológico evolutivo de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *I Rev. Geología de la Cuenca del Duero. Temas Geol. Min.*, 6: 431-448
- MOORE, I.D. y WILSON, J.P. (1992)** Length- slope factors for the Revised Universal Soil Loss Equation: simplified method of estimation. *J. Soil and Water Cons.*, 47: 423-428
- MOPTMA (1994)** *Informe de España a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático*. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente. Madrid. 109 p
- MORGAN, R.P.C. y NEARING, M.A. (2002)** Soil erosion models: present and future. En: Rubio, J.L.; Morgan, R.P.C.; Asins, S. y Andreu, V. (eds) *Man and soil in the third millenium. Proceedings of the Third International Congress of the European Society for Soil Conservation*. Tomo 1. Geoforma. Logroño: 187-205
- MORILLO, M.J. y MELÉNDEZ, F. (1972)** La falla de San Leonardo: Interpretación paleogeográfica (Cordillera Ibérica, Soria-Burgos). *Estudios Geol.*, 28: 65-76
- MORISAWA, M. (1985)** *Rivers: form and process*. Longman. Londres. 222 p.
- MUÑOZ, A. (1992)** *Análisis tectosedimentario del terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja)*. Instituto de Estudios Riojanos. Logroño. 347 p.
- MUÑOZ, J. y PALACIOS, D. (1990a)** Significado geomorfológico de una red de canales meandriformes impresa en las altiplanicies de La Alcarria, Mesa de Ocaña y La Mancha nororiental. *Ería*, 22: 97-120
- MUÑOZ, J. y PALACIOS, D. (1990b)** El significado de los meandros encajados sobre calizas en la interpretación del establecimiento y evolución de la red hidrográfica en La Mancha y Campo de Montiel. *I Rev. Nac. Geomorfología, Teruel*. 469-478
- MUÑOZ, J. y TANARRO, L.M. (2002)** El modelado fluvial en el piedemonte norte del Guadarrama oriental y Somosierra (Sistema Central español): los valles disimétricos de la alta cuenca del Duratón. En: Pérez-González, A.; Vegas, J. y Machado, M.J. (eds.) *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio. Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfología. Madrid, 17-20 de Septiembre de 2000*. Instituto Geológico y Minero de España, Sociedad Española de Geomorfología. Madrid: 85-95
- MUÑOZ, A.; ARENAS, C.; GONZÁLEZ, A.; LUZÓN, A.; PARDO, G.; PAYROS, A. y VILLENA, J. (2002)** Ebro Basin (northeastern Spain). En: Gibbons, W. y Moreno, T. (eds.) *The Geology of Spain*. Geological Society. Londres: 301-309
- MUÑOZ MARTÍN, A. (1997)** *Evolución geodinámica del borde oriental de la Cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad*. Tesis Doctoral Dpto. Geodinámica. Univ. Complutense. 331 p. Inédito.
- NAVARRO, D. (1991a)** *Mapa Geológico de España E 1:50.000, 350 (23-14) 'Soria'*. ITGE. Madrid.
- NAVARRO, D. (1991b)** *Mapa Geológico de España E 1:50.000, 380 (24-15) 'Borobia'*. ITGE. Madrid.

- NEARING, M.A. (1997)** A single, continuous function for slope steepness influence on soil loss. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61: 917-919
- NEARING, M.A. (2001)** Potential changes in rainfall erosivity in the U.S. with climate change during the 21st century. *J. Soil Water Cons.*, 56(3): 229-232
- NESTARES, E. y WOUTERS, P. (1997)** *Mapa Geológico de España E 1:50.000, 344 (17-14) 'Esguevillas de Esgueva'*. ITGE. Madrid.
- NOZAL, F. (2006)** *Mapa Geológico de España E. 1:50.000 nº 376 (20-15) 'San Esteban de Gormaz'*. IGME.
- NOZAL, F. y HERRERO, A. (2005)** El Mioceno del borde meridional del corredor Aranda de Duero-Burgo de Osma (SE. Cuenca del Duero). *Rev. Soc. Geol. España*, 18: 21-37
- NOZAL, F. y MONTES, A. (2004)** Relaciones estratigráficas y sintectónicas de los conglomerados miocenos de Montejo de la Vega (borde SE de la cuenca del Duero). *Geogaceta*, 36: 91-94
- NOZAL, F. y RUBIO, F. (2007)** *Mapa Geológico de España E. 1:50.000 nº 404 (20-16) 'Ayllón'*. IGME.
- NOZAL, F.; ESPINA, R.G. y SUÁREZ-RODRIGUEZ, A. (2004)** *Mapa Geológico de España E. 1:50.000 nº 196 (15-10) 'Sahagún'*. IGME. Madrid.
- NRCS, National Resources Conservation Service (2001)** *Illinois Field Office Technical Guide. The Revised Universal Soil Loss Equation RUSLE*. NRCS-USDA
<http://il.nrcs.usda.gov/resources/fotg/index.htm>
- OLIVÉ, A.; PORTERO, J.M.; OLMO, P. DEL; ARAGONÉS, E.; CARRERAS, F.; MOLINA, E. y GUTIÉRREZ, M. (1982)** El sistema de terrazas del río Carrión. *I Reu. Geología de la Cuenca del Duero*. Ed. IGME, Madrid, 449-459.
- OLLIER, C.D. (1976)** Catenas in different climates. En: Derbyshire, E. (ed.) *Geomorphology and Climate*. John Wiley & Sons, Londres: 135-169
- OLMEDA, T.; ROBLES, J.F.; ARNOLDUSSEN, A.; BÖKEN, H.; BRAHY, V.; DUWEL, O.; GETTMANN, J.; JACOBSEN, O.; LOJ, G.; MARTÍNEZ, A.; OWENS, P.N.; POITRENAUD, M.; PRASUHN, V.; REDFERN, P.; RYDELL, B.; STRAUSS, P.; THEOCHAROPOULOS, S.P.; VANDEKERCKHOVE, L.; YORDANOV, Y. y ZÚQUETE, A. (2004)** *Working Group on Soil erosion. Task Group 4.2. on Policy Options for Prevention and Remediation*. European Commission. 34 p. + anexos
- OLMO, P. y PORTERO, J.M. (1982)** *Mapa Geológico de España E 1:50.000, nº 311 'Dueñas'; nº 343 'Cigales'; nº 372 'Valladolid'; nº 464 'Uced'*. IGME. Madrid.
- OLMO, P.; PORTERO, J.M.; VILLENA, J. y PARDO, G. (1983)** *Mapa Geológico de España E 1:50.000, 490 (25-19) 'Odón'*. IGME. Madrid. 76 p.
- ORDÓÑEZ, S. y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1976)** Estudio de las facies detríticas del Terciario continental del sector oriental de la Cuenca del Duero. *Estudios Geol.*, 32: 179-188
- ORDÓÑEZ, S.; LÓPEZ AGUAYO, F. y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1976)** Estudio geológico de las 'facies rojas' pliocuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia). *Estudios Geol.*, 32: 215-220
- ORDÓÑEZ, S.; GONZALEZ, J.A.; y GARCIA DEL CURA, M.A. (1986)** Petrographie et morphologie des édifices tuffeux quaternaires du centre de l'Espagne. *Méditerranée*, 1-2: 52-60
- ORDÓÑEZ, S.; GONZÁLEZ, J.A. y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1990)** Datación radiogénica (U234-U238 y Th230-U234) de sistemas travertínicos del Alto Tajo (Guadalajara). *Geogaceta*, 8: 53-56
- ORTIZ, I. (1997)** *Cuevas y simas de la zona centro*. Ed. Isidoro Ortiz. Madrid. 280 p.
- OSBORNE, C.P. y WOODWARD, F.I. (2002)** Potential effects of rising CO₂ and climatic change on Mediterranean vegetation. En: Geeson, N.A.; Brandt, C.J. y Thornes, J.B. (eds.) *Mediterranean Desertification: a mosaic of processes and responses*. John Wiley & Sons, Chichester: 33-46
- PAILHÉ, P. (1984)** La Chaîne Ibérique et son piémont septentrional: effets respectifs de la tectonique et du climat. En: *Montagnes et Piémonts. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, Travaux*, 1: 165-173
- PALACIOS, P. (1879)** Reseña física y geológica de la parte NO de la provincia de Guadalajara. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 6: 321-352
- PALACIOS, P. (1890)** Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Soria. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 16: 558 p.
- PALACIOS, P. y SÁNCHEZ LOZANO (1885)** La formación wealdense en las provincias de Soria y Logroño. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 12: 109-140
- PALOMAR, M.L. y HERNÁNDO, J. (1984)** Introducción al conocimiento de los suelos de Soria. *Celtiberia*, 68: 309-318
- PANAREDA, J.M. (1995)** La vegetación y los incendios forestales. En: *Medio Ambiente y Desarrollo Rural*. Universidad de Valladolid: 35-50
- PÉCSI, M. (1970)** Introduction. Fundamental problems of relief planation. In: Pecs, M. (ed.) *Problems of relief planation*. Hungarian Academy of Sciences. Budapest: 11-12
- PEDRAZA, J. (1978)** *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y*

- Guadarrama. Tesis Doctoral Univ. Complutense. 2 tomos. Inédita.
- PEDRAZA, J. (1996)** *Geomorfología : principios, métodos y aplicaciones*. Rueda. Madrid. 414 p.
- PELÁEZ, P.; DE LA PEÑA, A. y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1989)** Primeras faunas de micromamíferos del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stud. Geol. Salmanticensis*, vol. esp. 5: 135-157
- PELLICER, F. (1980)** El periglacialismo del Moncayo. *Geographica*, 7-8: 3-25
- PELLICER, F. (1984)** Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo. Tesis Doctoral. *Cuad. Estud. Borjanos*, 11-12: 289 p.
- PELLICER, F. (1985)** Modelado exokárstico de la plataforma de Los Gamellones (Torrecilla en Cameros, La Rioja). *Actas I Col. Geogr. La Rioja*, 5: 43-53
- PENCK, W. (1924)** *Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie*. Trad. al inglés: (1972) *Morphological analysis of land forms: a contribution to Physical Geology*. Hafner Publishing Company. Nueva York. 429 p.
- PEÑA, J.L. (1994)** Cordillera Pirenaica. En: Gutiérrez Elorza, M. (ed.) *Geomorfología de España*. Ed. Rueda. Madrid: 159-225
- PEÑA, J.L.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; IBÁÑEZ, M.L.; LOZANO, M.V.; RODRÍGUEZ, J.; SÁNCHEZ, M.; SIMÓN, J.L.; SORIANO, M.A. y YETANO, M. (1984)** *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses. 149 p.
- PEÑA, J.L.; GUTIÉRREZ ELORZA, M. y SIMÓN, J.L. (1987)** El polje de Barracas-Alcolea. *Actas VII Reunión del Grupo de Trabajo del Cuaternario*: 135-138
- PEÑA, J.L.; JIMÉNEZ, A. y ECHEVERRÍA, M.T. (1989)** Geomorphological cartography and evolutionary aspects of the Albarracín Sierra poljes (Eastern Iberian Ranges, Teruel, Spain). *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 12: 51-57
- PEÑA, J.L.; ECHEVARRÍA, M.T. y JIMÉNEZ, A. (1991)** El sistema de poljes de Guadalaviar- Villar del Cobo- Frías de Albarracín (Provincia de Teruel). *Teruel*, 82: 79-100
- PÉREZ, B. y SORIA, D. (1989-90)** Análisis de las comunidades de mamíferos del Plioceno de Layna (Soria) y La Caldera (Teruel). *Paleont. Evol.*, 23: 231-238
- PÉREZ, B.; AMEZUA, L.; DE MIGUEL, I. y MORALES, J. (2001)** La fauna del yacimiento turolense de Tariego de Cerrato (Palencia, Castilla y León). *Rev. Esp. Paleontología*, nº extraordinario: 133-135
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1968)** *Estudio geológico de los alrededores de Campisábalos (Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense. 66 p+mapas y cortes. Inédita.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1979)** El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neóg. Cuat.*, 9: 23-36
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1982a)** El Cuaternario de la región central de la cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. I Reu. Regional sobre geología de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Min.*, 6(2): 717-740
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1982b)** *Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Ed. Univ. Complutense, 179/82. Madrid. 787 p.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J.M. y BERTOLÍN, M. (1971)** Series continentales al E de la Sierra de Altomira. I Congreso Hispano-Luso-Americano, Madrid-Lisboa. 1S-1: 357-376
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; ALEIXANDRE, T.; GALLARDO, J.; PINILLA, A. y MEDINA, A. (1974)** Valle del Henares-Jarama. *Trab. Neóg. Cuat.*, 2: 223-230.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; MARTÍN SERRANO, A. y POL, C. (1994)** Depresión del Duero. En: Gutiérrez Elorza, M. (ed.) *Geomorfología de España*. Ed. Rueda. Madrid: 351-388
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; SANTONJA, M.; GALLARDO, J.; ALEIXANDRE, T.; SESÉ, C.; SOTO, E.; MORA, R. y VILLA, P. (1997)** Los yacimientos pleistocenos de Torralba y Ambrona y sus relaciones con la evolución geomorfológica del polje de Conquezueta. *Geogaceta*, 21: 175-178
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; BENITO CALVO, A.; BERNAT, M.; MARTÍN-SERRANO, Á.; MOLINA, E.; NOZAL, F.; RODRÍGUEZ GARCÍA, J.; SANTONJA, M.; ARSUAGA, J.L.; BERMÚDEZ DE CASTRO, J.M. y CARBONELL, E. (2005)** Landforms and geomorphological processes in the Duero basin. Pleistocene geoarchaeology of Ambrona and Atapuerca sites. Field trip C-8. *Sixth International Conference on Geomorphology, 2005*. Sociedad Española de Geomorfología. Zaragoza. 52 p
- PÉREZ DE PEDRO, F. (1922)** Formas de erosión en el Mioceno de La Vid. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 22: 233-235
- PÉREZ DE PEDRO, F. (1925)** El Mioceno de la provincia de Soria y los terrenos que le circundan. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 25: 86-100
- PERLES, M.J. (1996)** *Problemas en torno a la erosión hídrica: conceptos y métodos de análisis*. Universidad de Málaga. 104 p
- PHILLIPS, D.L.; WHITE, D. y JOHNSON, C.B. (1993)** Implications of climate change scenarios for soil erosion potential in the USA. *Land Degr. Rehab.*, 4(2): 61-72

- PICART, J. (1997) *Mapa Geológico de España E 1:50.000, 373 (17-15) 'Quintanilla de Onésimo'*. ITGE. Madrid.
- PIMENTEL, D.; HARVEY, C.; RESOSUDARMO, P.; SINCLAIR, K.; KURZ, D.; MCNAIR, M.; CRIST, S.; SHPRITZ, L.; FITTON, L.; SAFFOURI, R. Y BLAIR, R. (1995) Environmental and economic cost of soil erosion and conservation benefits. *Science*, 267: 1117-1123
- PINEDA, A. (1996) El enlace y la paleogeografía neógena entre las cuencas del Duero y del Ebro en La Bureba (Burgos). *Bol. Geol. Min.*, 107(1): 14-28
- PINEDA, A.; CAMARERO, Y. y SALAZAR, A. (in lit.) *Mapa Geológico de España E 1:50.000, 427 (Medina del Campo)*. IGME.
- PLANS, P. (1970) *La Tierra de Campos*. Instituto de Geografía Aplicada. CSIC. Madrid. 296 p.
- PLATT, N.H. (1989) Continental sedimentation in an evolving rift basin: the Lower Cretaceous of the western Cameros Basin (northern Spain). *Sedim. Geol.*, 64: 91-109
- PLATT, N.H. (1990) Basin evolution and fault reactivation in western Cameros basin, Northern Spain. *Jour. Geol. Soc. London*, 147: 165-175
- POESEN, J.W.; BOARDMAN, J.; WILCOX, B. y VALENTIN, C. (1996) Water erosion monitoring and experimentation for global change studies. *J. Soil Water Cons.*, 51(5): 386-390
- POL, C. y CARBALLEIRA, J. (1986) El sinclinal de Santo Domingo de Silos: Estratigrafía y Paleogeografía de los sedimentos continentales (Borde Este de la Cuenca del Duero). *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 22: 7-35
- PORTA, J.; LÓPEZ-ACEVEDO, M. y ROQUERO, C. (1999) *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. 2ª Edición. Mundi-Prensa. Madrid. 849 p.
- PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. (1984) Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Congreso Español de Geología, Segovia*. T. 3: 253-263
- PORTERO, J.; OLMO, P. DEL; RAMÍREZ, J. y VARGAS, I. (1982a) Síntesis del Terciario continental de la Cuenca del Duero. *I Rev. Geología de la Cuenca del Duero. Temas Geol. Min.*, 6 (1). IGME. Madrid: 11-37
- PORTERO, J.M.; CARRERAS, F.; OLIVÉ, A. y OLMO, P. (1982b) *Mapa Geológico de España E 1:50.000, 428 (Olmedo)*. IGME, Madrid, 61 pp.
- PORTERO, J.M.; AZNAR, J.M.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1991) *Mapa Geológico de España E. 1:50.000 nº 485 (Valdepeñas de la Sierra)*. ITGE. Madrid
- POST, W.M.; EMMANUEL, W.R.; ZINKE, P.J. y STANGENBERGER, A.G. (1982) Soil carbon pools and world life zones. *Nature*, 298: 156-159
- PRUSKI, F.F. y NEARING, M.A. (2002a) Runoff and soil-loss responses to changes in precipitation: a computer simulation study. *J. Soil Water Cons.*, 57(1): 7-16
- PRUSKI, F.F. y NEARING, M.A. (2002b) Climate-induced changes in erosion during the 21st century for eight US locations. *Water Resour. Res.*, 38 (12): 1298
- PUIGDEFÁBREGAS, J.; SOLÉ, A.; LÁZARO, R. y NICOLÁU, J.M. (1992) Factores que controlan la escorrentía en una zona semiárida sobre micaesquistos. En: López Bermúdez, F.; Conesa, C. y Romero, M.A. (eds.) *Estudios de Geomorfología en España. Actas II Reunión Nacional de Geomorfología, Murcia*. Sociedad Española de Geomorfología: 117-127
- QUINTERO, I. y MANSILLA, H. (1981) *Mapa Geológico de España E. 1:50.000 nº 348 (San Leonardo de Yagüe)*. IGME. Madrid.
- RÄISÄNEN, J. (2005) Impact of increasing CO₂ on monthly-to-annual precipitation extremes: analysis of the CMIP2 experiments. *Clim. Dynam.*, 24: 309-323
- RÄISÄNEN, J.; HANSSON, U.; ULLERSTIG, A.; DÖSCHER, R.; GRAHAM, L.P.; JONES, C.; MEIER, H.E.M.; SAMUELSSON, P. y WILLÉN, U. (2004) European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Clim. Dynam.*, 22: 13-31
- RAMOS, M.C. y ALONSO, G. (1990) Sedimentología y paleogeografía del Terciario en el área de San Esteban de Gormaz-El Burgo de Osma (Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (1-2): 167-179
- RAMOS, M.C.; ALONSO, G. y ARMENTEROS, I. (1989) Sedimentación continental miocena entre San Esteban de Gormaz y El Burgo de Osma (Soria). *Geogaceta*, 6: 68-71
- RENARD, K.G.; LAFLE, J.M.; FOSTER, G.R. y MCCOOL, D.K. (1994) The revised universal soil loss equation. En: Lal, I. (ed.) *Soil erosion research methods*. Soil and Water Conservation Society. St. Lucie Press: 105-124
- RENARD, K.G.; FOSTER, G.R.; WEESIES, G.A.; MCCOOL, D.K. y YODER, D.C. (Eds., 1997) *Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. USDA. Agriculture Handbook, 703. Washington. 384 p.
- RENDELL, H.M.; CALDERÓN, T.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; GALLARDO, J.; MILLÁN, A. y TOWNSEND, P.D. (1994) Thermoluminescence and optically stimulated luminescence dating of Spanish dunes. *Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews)*, 13: 429-432

- RENDELL, H.M.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; CALDERÓN, T. y BENÍTEZ, P. (1996)** *Late Quaternary aeolian activity in the Manchega Plain, Central Spain*. 8th International Conference on Luminiscence and Electron Spin Resonance Dating. Canberra, Australia: 220-221
- REVENGA, A. (1953)** Contribución al estudio de la hidrografía de la Península Ibérica. Perfil longitudinal del río Duero. *Estudios Geogr.*, 53: 493-525
- REY, C. (2001)** *Estudio geofísico de una cuenca sedimentaria: la Cuenca de Almazán (provincia de Soria). Implicaciones tectónicas*. Tesis Doctoral Univ. Complutense. Inédita. 247 p+anexo.
- REY, J. y RIVERA, S. (1981a)** *Mapa Geológico Nacional E 1:50.000 nº 318 (Almarza)*. IGME. Madrid. 28 p.
- REY, J. y RIVERA, S. (1981b)** *Mapa Geológico Nacional E 1:50.000 nº 319 (Ágreda)*. IGME. Madrid. 24 p.
- REY, C.; TEJERO, R. y GÓMEZ ORTIZ, D. (1999)** Estudio de la estructura de la Cuenca de Almazán a partir de datos geofísicos. *Geogaceta*, 24: 259-262
- REY, C.; GÓMEZ ORTIZ, D. y TEJERO, R. (2000)** Spectral analysis and gravity modelling of the Almazán basin (Central Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 13(1):131-142
- RICHTER, G. (1930)** Zür tektonik der keltiberischen ketten zwischen Jalón und Demanda. *Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete*, 5. Abh. d. Ges. d. Wiss. z. Göttingen; Math- Phys. Kl., N.F., Bd. 16 nº 3. Trad. J.G. de Llarena (1954). Las cadenas ibéricas entre el valle del Jalón y la Sierra de la Demanda. *Publ. Extr. Geol. España*, 9: 62-142
- RICHTER, G. y TEICHMÜLLER, R. (1932)** Die entwicklung der keltiberischen ketten. En: *Beitrage zur Geologie der Westlichen Mediterrangebiete*. Abh. d. Ges. d. Wiss. z. Göttingen. Mathematisch-Physikalische Klasse III; Neue Folge, H.7: 1067-1184
- RIES, J.B. (2005)** Processes leading to land degradation and desertification in NE-Spain. En: Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M.; Desir, G.; Guerrero, J.; Lucha, P.; Marín, C. y García-Ruiz, J.M. (eds.) *6th International Conference on Geomorphology*. IAG-Universidad de Zaragoza. Zaragoza: 195
- RÍOS, J.M. (1942)** Una nueva mancha liásica en Las Fraguas, provincia de Soria. *Notas y Com. IGME*, 9: 45-52
- RÍOS, J.M.; QUINTERO, E. y TRIGUEROS, E. (1956a)** *Mapa geológico escala 1:50.000, hoja nº 348 'Fuentearmegil' (1ª serie)*. IGME. Madrid. 51 p+láminas, mapa y cortes
- RÍOS, J.M.; QUINTERO, E. y TRIGUEROS, E. (1956b)** *Mapa geológico escala 1:50.000, hoja nº 349 'Cabrejas del Pinar' (1ª serie)*. IGME. Madrid. 55 p+láminas, mapa y cortes
- RITCHOT, G. (1975)** *Essais de géomorphologie structurale*. Les Presses de l'Université Laval. Quebec. 388 p.
- RIVAS, S. (1987)** *Mapa de series de vegetación de España 1:400.000*. ICONA. Madrid.
- RIVAS, M.R. (1991)** La vegetación y el clima durante el Mioceno (Aragoniense superior- Vallesiense) en el sector suoriental de la Depresión del Duero (España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 86: 53-64
- RIVAS, R. Y VALLE, M.F. (1986)** Nuevas aportaciones a la palinología del Terciario de la Cuenca del Duero. Torremormojón (Palencia). *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 22: 133-143
- RODRÍGUEZ GARCÍA, J. y PÉREZ CERDÁN, F. (2006)** *Normas de organización de la información del Mapa Geomorfológico Nacional digital*. Informe Técnico, Servicio de SIG. IGME. 41 p.
www.igme.es/internet/cartografia/cartografia/geomorfologico50.asp
- RODRÍGUEZ GARCÍA, J. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2002)** Terrazas del río Duero en la cuenca de Almazán (Soria). En: Serrano, E. et al. (eds.) *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial*. Actas VII Reunión Nacional de Geomorfología. Valladolid. Sociedad Española de Geomorfología-Dept. Geografía, Universidad de Valladolid. Valladolid: 527-536
- RODRÍGUEZ GARCÍA, J. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2005)** Chronological asymmetry of the Tertiary planation surfaces on the Northern and Southern borders of the Almazán Basin (Central-Northern Spain). *6th International Conference on Geomorphology*. IAG-Universidad de Zaragoza. Zaragoza: p. 296
- RODRÍGUEZ HERNÁNDEZ, R. (1999)** *Análisis comparativo de suelos asentados sobre areniscas en la comunidad de Castilla y León en relación con los restantes factores formadores edáficos*. Proyecto Fin de Carrera. ETSI Montes. Univ. Politécnica Madrid. Inédito. 166 p
- RODRÍGUEZ DE TEMBLEQUE, J. (1998)** Aportaciones al Paleolítico Inferior en la provincia de Soria. *Celtiberia*, 92: 7-54

- ROESSNER, S. y STRECKER, M.R. (1997) Late cenozoic tectonics and denudation in the Central Kenya Rift: quantification of long-term denudation rates. *Tectonophysics*, 278: 83-94
- ROJO, L. (2006) Estrategias nacionales de lucha contra la desertificación. *Jornadas Internacionales Desertificación y Seguridad Ambiental: Consecuencias y Prevención*. Museo CosmoCaixa. Madrid. Inédito.
- ROMERO, R. (2000) *Análisis comparativo de los suelos asentados sobre dolomías en la España peninsular en relación con los restantes factores formadores edáficos*. Proyecto Fin de Carrera. ETSI Montes. Univ. Politécnica Madrid. Inédito. 163 p
- RÖMKENS, M.J.M. (1984) The soil erodibility factor: a perspective. En: El-Swaify, S.A.; Moldenhauer, W.C. y Lo, A. (eds) *Soil erosion and conservation*. Soil Conservation Society of America. Iowa: 445-461
- ROOSE, E. (2002) Traditional strategies for soil and water conservation in Mediterranean areas. En: Rubio, J.L.; Morgan, R.P.C.; Asins, S. y Andreu, V. (eds) *Man and soil in the third millenium. Proceedings of the Third International Congress of the European Society for Soil Conservation*. Geoforma. Logroño: 109-129
- ROSA, D. de la; CROMPVOETS, J.; MAYOL, F. y MORENO, J.A. (2004) *Ero&Con. Sistema de evaluación de la vulnerabilidad agro-ecológica de tierras*. CSIC. Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología. Sevilla. www.microleis.com
- ROSE, J.; MORLOCK, B.S.P. y HAMBLIN, R.J.O. (2001) Pre-Anglian fluvial and coastal deposits in Eastern England: lithostratigraphy and palaeoenvironments. *Quat. Int.*, 79: 5-22
- ROSENZWEIG, C. y HILLEL, D. (2000) Soils and global climate change: challenges and opportunities. *Soil Sci.*, 165(1): 47-56
- ROUNSEVELL, M.D.A.; EWERT, F.; REGINSTER, I.; LEEMANS, R. y CARTER, T.R. (2005) Future scenarios of European agricultural land use. II. Projecting changes in cropland and grassland. *Agric. Ecosyst. Environ.* 107, 117-135.
- ROUNSEVELL, M.D.A.; REGINSTER, I.; ARAUJO, M.B.; CARTER, T.R.; DENDONCKER, N.; EWERT, F.; HOUSE, J.I.; KANKAANPÄÄ, S.; LEEMANS, R.; METZGER, M.J.; SCHMIT, C.; SMITH, P. y TUCK, G (2006) A coherent set of future land use change scenarios for Europe. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 114: 57-68
- ROWELL, D.P. (2005) A scenario of European climate change for the late twenty-first century: seasonal means and interannual variability. *Clim. Dynam.*, 25: 837-849
- RUBIO, J.L. y RECATALÀ, L. (2005) The relevance and consequences of Mediterranean desertification including security aspects. En: Mouat, D.A.; Pedrazzini, F. y Rubio, J.L. (eds.) *Desertification in the Mediterranean Region: a Security Issue*. Springer. Dordrecht: 133-165
- RUIZ, V. (1991) *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, nº 406 'Almazán'*. ITGE, Madrid, 48 pp.
- RUIZ, V. y VALVERDE, M. (1991) *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, nº 377 'Burgo de Osma'*. ITGE. Madrid.
- RUIZ, V.C.; MEDIAVILLA, R.; OSETE, M.L. y VILLALAÍN, J.J. (1996) Magnetoestratigrafía del Neógeno del sector central de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 20(5): 1017-1020
- RUIZ ZAPATA, M.B.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; DORADO, M.; VALDEOLMILLOS, A. y BUSTAMANTE, I. DE (2000) Caracterización climática de las etapas áridas del Pleistoceno superior en la región central peninsular. *Geotemas*, 1 (4): 273-278
- RUIZ ZAPATA, M.B.; GIL GARCÍA, M.J.; DORADO, M.; VALDEOLMILLOS, A.; VEGAS, J. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2002) Clima y vegetación durante el Tardiglacial y el Holoceno en la sierra de Neila (Sistema Ibérico Noroccidental). *Rev. C&G*, 16(1-4): 9-20
- SÁENZ GARCÍA, C. (1936) Hallazgo de la fauna garumnense en la Sierra de Pico-Frentes (Soria). *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 36: 33-37
- SÁENZ GARCÍA, C. (1951) Marco geográfico de la altimeseta soriana. *Celtiberia*, 1: 69-80
- SÁENZ GARCÍA, C. (1952) Visión geológica de la geografía y la historia provinciales. *Celtiberia*, 4: 167-187
- SÁENZ GARCÍA, C. (1953) Anecdótico geológico de los ríos sorianos. *Celtiberia*, 6: 201-218
- SÁENZ GARCÍA, C. (1954a) Archivo espeleológico soriano. *Celtiberia*, 7: 47-57
- SÁENZ GARCÍA, C. (1954b) Pico-Frentes. *Celtiberia*, 8: 229-253
- SÁENZ GARCÍA, C. (1955) Pico-Frentes (Continuación). *Celtiberia*, 10: 245-274
- SÁENZ GARCÍA, C. (1957a) "Historia geológica del solar numantino". *Celtiberia*, 13: 21-42
- SÁENZ GARCÍA, C. (1957b) La hoz del Duero en Soria (Geología y espeleología locales) I. De Garay a Soria. *Celtiberia*, 14: 215-251
- SÁENZ GARCÍA, C. (1957c) La hoz del Duero en Soria II. De Soria a Sinova. *Celtiberia*, 17: 7-36
- SÁENZ GARCÍA, C. (1958) Miscelánea de la historia fluvial española. *Not. Com. IGME*, 50 (núm. extraordinario): 149-180
- SÁENZ GARCÍA, C. (1960) La hoz del Duero en Soria. III. Las cavernas menores del congreso cretácico. *Celtiberia*, 20: 165-196

- SÁENZ GARCÍA, C. (1970)** La hoz del Duero en Soria, IV. La Cueva del Asno. *Celtiberia*, 38: 189-213
- SÁENZ RIDRUEJO, C. y ARENILLAS, M. (1974)** Deslizamientos de ladera en tierras de Medinaceli. *Celtiberia*, 47: 21-34
- SÁENZ RIDRUEJO, C. y ARENILLAS, M. (1987)** El Duero y sus afluentes mayores. En: Martínez de Pisón, E. (coord.) *Guía física de España. 3. Los ríos*. Alianza, Madrid: 120-165
- SALAS, R. y CASAS, A. (1993)** Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-35
- SAMANIEGO, B.; JIMENO, A.; FERNÁNDEZ, J.J. y GÓMEZ, J.A. (2001)** Cueva Maja (Cabrejas del Pinar, Soria): Espacio y simbolismo en los inicios de la Edad del Bronce. *Memorias*, 10. Junta de Castilla y León. Valladolid. 209 p.
- SÁNCHEZ, E. GALLARDO, C.; GAERTNER, M.A.; ARRIBAS, A. y CASTRO, M. (2004)** Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model. First approach. *Glob. Planet. Change*, 44: 163-180
- SÁNCHEZ FABRE, M. (1989)** Formas kársticas en la zona de Villalba Baja-Cuevas Labradas (Depresión de Alfambra-Teruel-Landete). *Cuat. Geom.*, 3: 45-52
- SÁNCHEZ FABRE, M. (1990)** Los poljes de la región de Fuentelespino de Moya (Serranías de Cuenca). *I Reu. Nac. Geomorfología. Inst. Estudios Turoleses*. Teruel. Tomo 1: 135-146
- SÁNCHEZ GÓMEZ, A. (1999)** *Análisis comparativo de los suelos asentados sobre calizas en las comunidades de Andalucía, Murcia y Valencia en relación con los restantes factores formadores edáficos*. Proyecto Fin de Carrera. ETSI Montes. Univ. Politécnica Madrid. Inédito. 132 p
- SÁNCHEZ-MOYA, Y. (Coord., 2004)** Primera fase de *rifting* intracontinental: Pérmico Superior-Triásico. En: Vera, J.A. (ed.) *Geología de España*. SGE-IGME. Madrid: 484-495
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1963)** El borde Mioceno en Arcos de Jalón. *Estudios Geol.*, 19: 109-136
- SANCHO, C.; PEÑA, J.L. y MELÉNDEZ, A. (1997)** Controls on Holocene and present-day travertine formation in the Guadalaviar River (Iberian Chain, NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 41: 289-307
- SANTISTEBAN, J.L.; MEDIAVILLA, R.; MARTÍN SERRANO, A. y DABRIO, C.J. (1996)** The Duero basin: a general overview. En: P.F. Friend y C.J. Dabrio (Eds.) *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge: 183-187
- SANTISTEBAN, J.L.; ALCALÁ, L.; MEDIAVILLA, R.M.; ALBERDI, M^aT.; LUQUE, L.; MAZO, A.; MIGUEL, I.; MORALES, J. y PÉREZ, B. (1997)** El yacimiento de Tariego de Cerrato: el inicio de la red fluvial actual en el sector central de la Cuenca del Duero. *Cuad. Geol. Ibér.*, 22: 431-446
- SANTONJA, M. (1992)** Los últimos diez años en la investigación del Paleolítico inferior en la Cuenca del Duero. *Veleia*, 8-9: 7-41
- SANTONJA, M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1984)** *Las industrias paleolíticas de La Maya I en su ámbito regional*. Excavaciones Arqueológicas en España, 135. Ed. Ministerio de Cultura, Madrid. 347 p
- SANTONJA, M.; QUEROL, M.A. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1982)** El yacimiento de La Maya I y la secuencia paleolítica del valle del Tormes. *I Reu. Geología de la Cuenca del Duero. Temas Geol. Min.*, 6(2): 641-659
- SANTONJA, M.; FABIÁN, J.F. y BENET, N. (1985)** Aportaciones recientes al conocimiento de la Prehistoria del sector occidental de la Submeseta Norte. *Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico*, II: 9-26
- SANZ, E. (1983)** Un yacimiento de vertebrados en el término de Matalebreras (Soria). *Bol. Inf. Estud. SGOP*, 42: 139-146
- SANZ, E. (1987)** El karst del sur y oeste del Moncayo. *Bol. Inf. Estud. SGOP*, 47: 159 p.
- SANZ, E. (1990)** El karst de la altimeseta soriana. *I Reu. Nac. Geomorfología*, I: 147-158
- SANZ, E. (1992a)** El relieve de la sierra de Cabrejas. *III Congr. Geológico de España, Salamanca*. Actas tomo 2: 91-95
- SANZ, E. (1992b)** Las aguas subterráneas en el Parque Natural del Cañón del río Lobos (Soria- Burgos). *Bol. Geol. Min.*, 103 (2): 309-329
- SANZ, E. (1996a)** The karst of Lobos Canyon (Soria, Spain) and its hydrogeological functioning. *Karstologia*, 28: 49-56
- SANZ, E. (1996b)** Alteración y modelado de las areniscas de las facies Purbeck- Weald del Noroeste de la Cordillera Ibérica. *Cuat. y Geom.*, 10 (3-4): 47-61
- SANZ, E. (2001)** *Las montañas de Urbión, Cebollera y Cabrejas: geomorfología y patrimonio geológico*. Publ. Dip. Prov. Soria. Col. Temas Sorianos, 43. Soria. 244 p
- SANZ, E. y MEDINA, J. (1984)** Contribución al catálogo espeleológico de la provincia de Soria: sifón y cueva de la Fuentona de Muriel. *Celtiberia*, 68: 301-307
- SANZ, E. y MEDINA, J. (1987)** Le siphon de La Fuentona de Muriel (Soria-Espagne). *Karstologia*, 9: 27-30

- SANZ, E. y MENESES, J.M. (1999)** The Lobos River Canyon Natural Park (Soria and Burgos Province; Central Spain). En: *The geological and paleontological heritage of central and eastern Iberia (Iberian Range, Spain)*. Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza: 43-50
- SANZ, E. y PELLICER, F. (1994)** El periglaciario de la Sierra de Cebollera (Soria y La Rioja). *Cuaternalario y Geomorfología*, 8 (1-2), 123-138.
- SANZ-RUBIO, E. (1999)** *Análisis de los sistemas deposicionales carbonáticos y evaporíticos del Neógeno de la Cuenca de Calatayud (provincia de Zaragoza)*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid. 579 p. Inédita.
- SAUERBORN, P.; KLEIN, A.; BOTSCHKE, J. y SKOWRONEK, A. (1999)** Future rainfall erosivity derived from large-scale climate models - methods and scenarios for a humid region. *Geoderma*, 93: 269-276
- SCHOLTEN, H.J.; MISDORP, P. y VAN BEEK, M. (1998)** Land-use trends in Europe: simulation, presentation and scenario evaluation of future options. En: Beinart, E. y Nijkamp, P. (eds.) *Multicriteria analysis for land- use management*. Kluwer. Dordrecht: 335-351
- SCHRÖDER, E. (1930)** Das grenzgebiet von Guadarrama und Hesperische Ketten (Zentralspanien). *Abh. d. Ges. de Wiss. Gottingen, Meth.- Phys. Kl. N. F.* 76 (3): 119-180. Trad.: La zona limítrofe del Guadarrama y las Cadenas Hespéricas. *Publ. Extranjeras sobre Geología de España*, 4: 235-292
- SCHUMM, S.; DUMOND, J. y HOLBROOK, J. (2000)** *Active Tectonics and alluvial rivers*. Cambridge University Press. Cambridge. 276 p.
- SCHWENZNER, J.E. (1936)** Zur morphologie des Zentral-Spanischen Hochlandes. *Geographische Abhandlungen*. Existe un resumen en español de Vidal, V. (1943) *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 41: 121-147
- SENCIALES, J.M. (1999)** *Redes fluviales. Metodología de análisis*. Ed. Universidad de Málaga. Málaga. 337 p.
- SERRADA, R. (1995)** Aspectos económicos y sociales de los planes de reforestación. En: *Medio Ambiente y Desarrollo Rural*. Universidad de Valladolid: 117-129
- SESÉ, C. (1977)** Los cricétidos (Rodentia, Mammalia) de las fisuras del Mioceno medio de Escobosa de Calatañazor (Soria, España). *Trab. Neóg. Cuat.*, 8: 127-180
- SESÉ, C. (1980)** *Mamíferos del Mioceno medio de Escobosa de Calatañazor (Soria)*. Tesis Doctoral Univ. Complutense Madrid. 388 p. Inédita.
- SESÉ, C. (1986)** Chiroptera (Mammalia) del yacimiento del Mioceno medio de Escobosa de Calatañazor (Soria, España). *Estudios Geol.*, 42(1):33-39
- SIDORCHUK, A. y NIKORA, V. (2005)** Third generation of soil erosion models. En: Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M.; Desir, G.; Guerrero, J.; Lucha, P.; Marín, C. y García-Ruiz, J.M. (eds.) *6th International Conference on Geomorphology*. IAG-Universidad de Zaragoza. Zaragoza: 359
- SILVÁN, L. (1980)** Caracterización geomorfológica del Alto Campo de Gómara. *Rev. Invest. Col. Univ. Soria*, 4 (1): 173-186
- SIMÓN, J.L. (1990)** Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8: 123-129
- SIMONI, A.; ELMÍ, C. y PICOTTI, V. (2003)** Late Quaternary uplift and valley evolution in the Northern Apennines: Lamone catchment. *Quat. Int.*, 101-102: 253-267
- SMITH, B.J.; WHALLEY, W.B. y WARKE, P.A. (eds., 1999)** *Uplift, erosion and stability: Perspectives on long-term landscape development*. Geological Society Spec. Publ., 162. Londres. 278 p.
- SOLÉ, L. (1952)** *Geografía de España y Portugal. España, Geografía Física, I*. Ed. Montaner y Simón. Barcelona. 500 p.
- SORIA, D. y AGUIRRE, E. (1976)** El cánido de Layna: revisión sobre los Nyctereutes. *Trab. Neóg. Cuat.*, 5: 129-139
- SORIANO, M.A. (1987)** Características, correlación y evolución de las superficies de erosión desarrolladas al sur de Zaragoza. *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario*. Santander. AEQUA:147-150
- STARKEL, L. (1976)** The role of extreme (catastrophic) meteorological events in contemporary evolution of slopes. En: Derbyshire, E. (ed.) *Geomorphology and Climate*. John Wiley & Sons, Londres: 203-246
- STICKEL, R. (1930)** Die geographischen Grundzüge Nordwestspaniens einschl. von Altkastilien. *Verh. u. Wiss Abhandl. des 23. Deutschen Geographentages zu Magdeburg*, s. 147-154
- STOCKING, M.A. (1994)** Assessing vegetative cover and management effects. En: Lal, I. (ed.) *Soil erosion research methods*. Soil and Water Conservation Society. St. Lucie Press: 211-232
- SUMNER, G.N.; ROMERO, R.; HOMAR, V.; RAMIS, C.; ALONSO, S. y ZORITA, E. (2003)** An estimate of the effects of climate change on the rainfall of Mediterranean Spain by the late twenty first century. *Clim. Dynam.*, 20: 789-805
- SUN, G.; MCNULTY, S.G.; MOORE, J.; BUNCH, C. y NI, J. (2002)** Potential impacts of climate change on rainfall erosivity and water availability in China in the next 100 years. *12th ISCO Conference*. Pekín: 244-250
- SWCS, Soil and Water Conservation Society (2003)** *Conservation implications of climate change: soil erosion and runoff from cropland*. A report from the

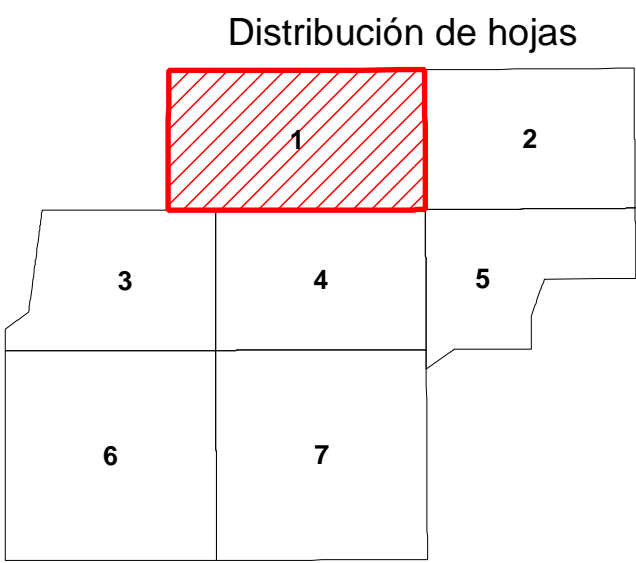
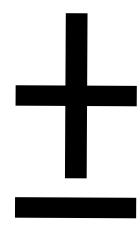
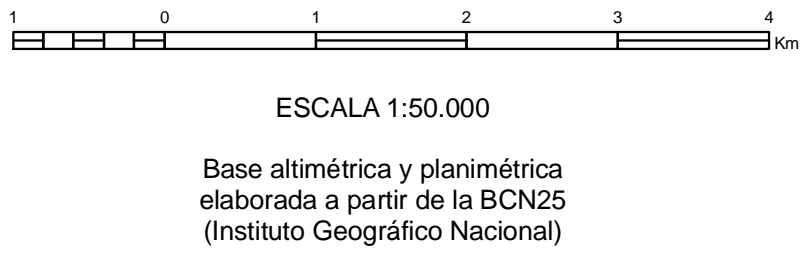
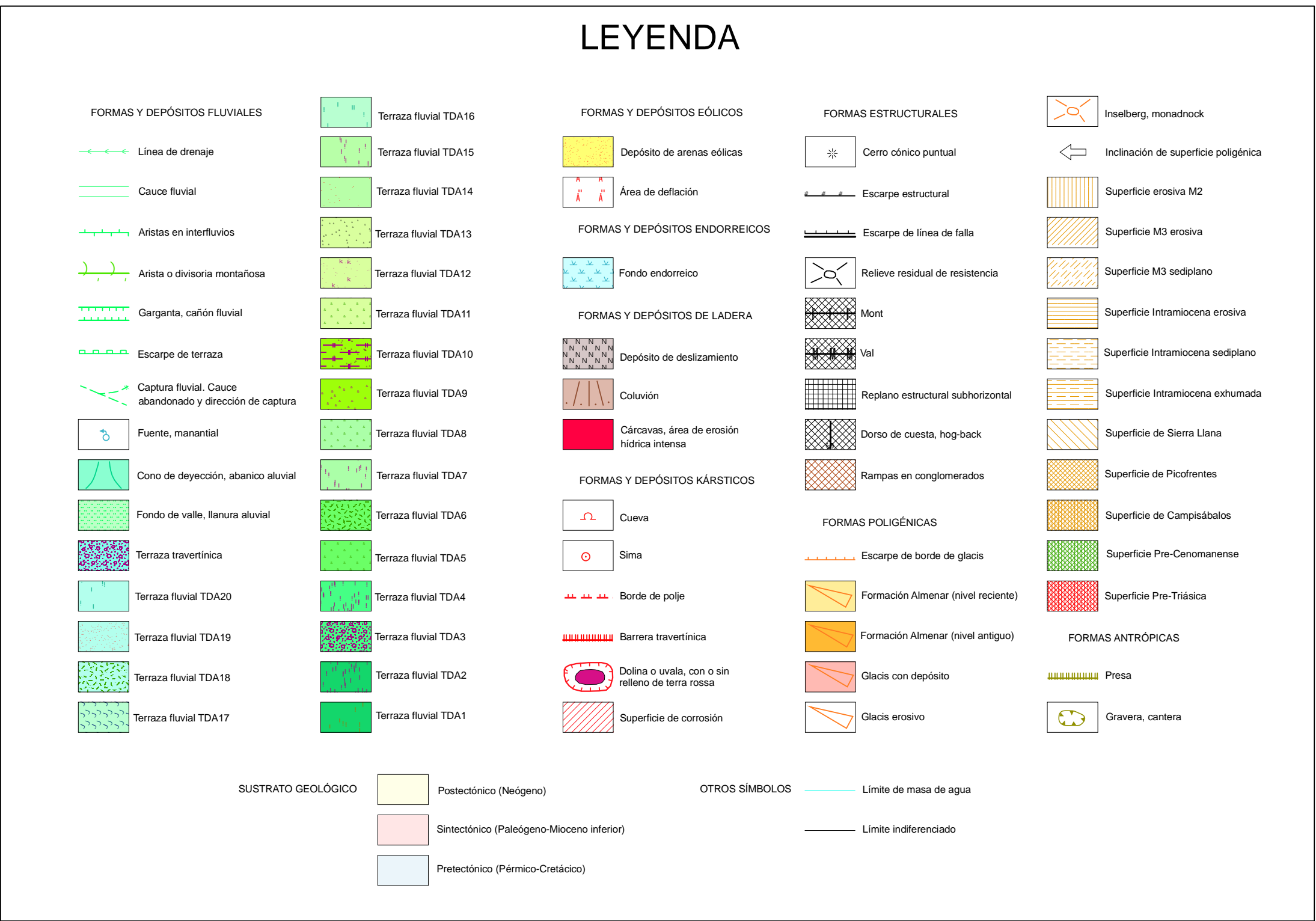
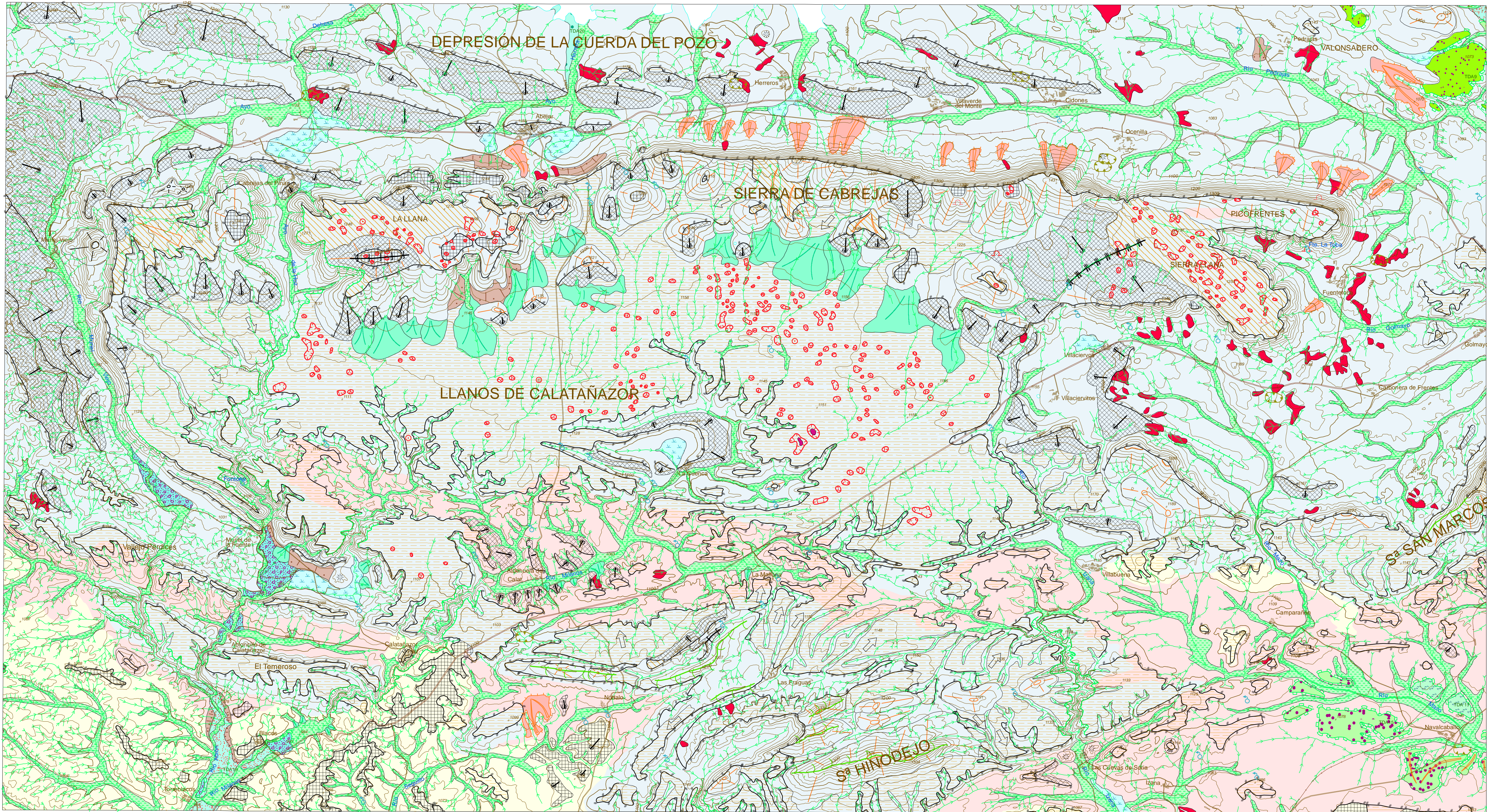
- Soil and Water Conservation Society. Ankeny, Iowa. 26 p.
- SWEETING, M.M. (1972)** *Karst landforms*. MacMillan Press. Londres. 362 p
- THIEMEYER, H. y DAMBECK, R. (2005)** Laguna de Conquezuola -a late Quaternary sediment record from Ambrona (Province Soria, Spain). En: Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M.; Desir, G.; Guerrero, J.; Lucha, P.; Marín, C. y García-Ruiz, J.M. (eds.) *6th International Conference on Geomorphology*. IAG-Universidad de Zaragoza. Zaragoza: 326
- THORNES, J.B. (1968)** Glacial and periglacial features in the Urbión mountains, Spain. *Estudios Geol.*, 24: 249-258
- THORNES, J.B. (1975)** Lithological controls of hillslope erosion in the Soria area, Duero alto, Spain. *Bol. Geol. Min.*, 86: 11-19
- THORNES, J.B. (1976)** *Semi-arid erosional systems: case studies from Spain*. Geographical Papers nº 7. London School of Economics and Political Science. Londres. 79 p.
- THORNES, J.B. y BRANDT, J. (1994)** Erosion-vegetation competition in a stochastic environment undergoing climatic change. En: Millington, A.C. y Pye, K. (eds.) *Environmental change in drylands: Biogeographical and geomorphological perspectives*. John Wiley & Sons. Chichester: 305-320
- TISCHER, G. (1966)** El delta wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 81: 53-78
- TORRENT, J. (1976)** Soil development in a sequence of river terraces in Northern Spain. *Catena*, 3(1): 137-151
- TORRI, D.; POESEN, J. y BORSELLI, L. (1997)** Predictability and uncertainty of the soil erodibility factor using a global dataset. *Catena*, 31: 1-22
- TOY, T.J.; FOSTER, G.R. y RENARD, K.G. (2002)** *Soil erosion: processes, prediction, measurement and control*. John Wiley & Sons. Nueva York. 337 p.
- TSOAR, H. y MØLLER, J.T. (1986)** *The role of vegetation in the formation of linear sand dunes*. En: Nickling, W.G. (ed.) *Aeolian Geomorphology*. Allen & Unwin. Boston: 75-95
- TWIDALE, C.R. (1997)** The great age of some Australian landforms: examples of, and possible explanations from, landscape longevity. En: Widdowson, M. (ed., 1997) *Palaeosurfaces: Recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*. Geological Society Spec. Publ, 120. Londres: 13-23
- USÓN, A. y RAMOS, M.C. (2001)** An improved rainfall erosivity index obtained from experimental interrill soil losses in soils with a Mediterranean climate. *Catena*, 43: 293-305
- VALLADARES, F.; PEÑUELAS, J. y DE LUIS, E. (2005)** Impactos sobre los ecosistemas terrestres. En: Moreno, J.M. (dir.) *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid: 65-112
- VALLEJO, V.R.; DÍAZ, F. y DE LA ROSA, D. (2005a)** Impactos sobre los recursos edáficos. En: Moreno, J.M. (dir.) *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid: 355-397
- VALLEJO, V.R.; ROVIRA, P.; ROMANYÀ, J.; DUGUY, B. y SANZ, M.J. (2005b)** Contenido en materia orgánica en los suelos españoles. En: Callaba, A.; Iribarren, I y Fernández-Canteli, P. (eds.) *Protección del suelo y desarrollo sostenible*. IGME. Serie Medio Ambiente nº6: 11-22
- VALVERDE, M. (1991)** *Mapa Geológico de España E 1:50.000 nº 378 'Quintana Redonda'*. ITGE. Madrid.
- VAN-CAMP, L., BUJARRABAL, B., GENTILE, A-R., JONES, R.J.A., MONTANARELLA, L., OLAZABAL, C. y SELVARADJOU, S-K. (2004)** *Reports of the Technical Working Groups Established under the Thematic Strategy for Soil Protection*. EUR 21319 EN/2. Office for Official Publications of the European Communities, Luxemburgo. 872 p.
- VAN REMORTEL, R.D., HAMILTON, M.E. y HICKEY, R.J. (2001)** Estimating the LS factor for RUSLE through iterative slope length processing of digital elevation data within ArcInfo GRID. *Cartography*, Vol. 30 (1): 27-35
- VAN WESEMAEL, B.; POESEN, J.; KOSMAS, C.; DANALATOS, N.G. y NACHTERGAELE, J. (2002)** The impact of rock fragments on soil degradation and water conservation. En: Geeson, N.A.; Brandt, C.J. y Thornes, J.B. (eds.) *Mediterranean Desertification: A mosaic of processes and responses*. John Wiley & Sons. Chichester 131-145
- VAN ZUIDAM, R.A. y CANCELADO, F. (1977)** *Terrain analysis and classification using aerial photography. A geomorphological approach*. ITC Textbook of photo interpretation. Vol. VII.
- VANDEKERCKHOVE, L.; ARNOLDUSSEN, A.; BAZZOFFI, P.; BÖKEN, H.; CASTILLO, V.; CRESCIMANNO, G.; DÜWEL, O.; FONS, J.; IMESON, A.; JARMAN, R.; JONES, R.; KOBZA, J.; LANE, M.; LE BISSONNAIS, Y.; LOJ, G.; OWENS, P.N.; OYGARDEN, L.; MOLLENHAUER, K.; PRASUHN, V.; REDFERN, P.; SÁNCHEZ, J.; STRAUSS, P. y ÜVEGES, J. (2004)** *Working Group on Soil Erosion. Task Group 7. Monitoring soil erosion in Europe. Final Report*. European Commission. 21 p.
- VARAS, M.J.; BARBA, P. y ARMENTEROS, I. (1999)** Estratigrafía del Mioceno en el sector suroriental de la Cuenca de Almazán (Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (1): 63-75.

- VAUDOUR, J. (1974)** Recherches sur la terra-rossa de la Alcarria (Nouvelle Castille). En: *Phenomenes Karstiques (II)*. Mém. et Doc. du CNRS, 15: 49-69
- VAUDOUR, J. (1979)** *La région de Madrid. Altérations, sols et paléosols*. Ophrys. 390 p.
- VAUDOUR, J. (1984)** Les travertins de piémont: contribution à l'étude des géosystèmes karstiques méditerranéens. En: *Montagnes et Piémonts. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Travaux, 1
- VÁZQUEZ HOEHNE, A. (1994)** *La Paramera de Sigüenza: estudio geomorfológico*. Tesis Doctoral Univ. Complutense. 634 p+anexos. Inédita.
- VÁZQUEZ HOEHNE, A. (2002)** Reinterpretación morfogenética del modelo de escalonamiento cíclico de relieve en la Paramera de Sigüenza. En: Pérez-González, A.; Vegas, J. y Machado, M.J. (eds.) *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio. Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfología. Madrid*. Instituto Geológico y Minero de España, Sociedad Española de Geomorfología. Madrid: 499-504
- VEGAS, J. (2007)** Caracterización de eventos climáticos del Pleistoceno superior-Holoceno mediante el estudio sedimentológico de la Laguna Grande (Sierra de Neila, NO Sistema Ibérico). *Rev. Soc. Geol. España*, 20(1-2): 53-70
- VENTURA, L. (1999)** *Análisis comparativo de los suelos asentados sobre calizas en la comunidad de Castilla-La Mancha en relación con los restantes factores formadores edáficos*. Proyecto Fin de Carrera. ETSI Montes. Univ. Politécnica Madrid. Inédito. 88 p + anexos
- VERBURG, P.H.; ROUNSEVELL, M.D.A. y VELDKAMP, A. (2006a)** Scenario-based studies of future land use in Europe. *Agric. Ecos. Envir.*, 114: 1-6
- VERBURG, P.H.; SCHULP, C.J.E.; WITTE, N. y VELDKAMP, A. (2006b)** Downscaling of land use change scenarios to assess the dynamics of European landscapes. *Agric. Ecos. Envir.*, 114: 39-56
- VERNET, J.L. y THIEBAULT, S. (1987)** An approach to northwestern Mediterranean recent prehistoric vegetation and ecologic implications. *J. Biogeogr.*, 14: 117-127
- VICENTE, G. DE (1988)** *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid. 317 p.
- VOSS, R.; MAY, W. y ROECKNER, E. (2002)** Enhanced resolution modelling study on anthropogenic climate change: changes in extremes of the hydrological cycle. *Int. J. Climat.*, 22: 755-777
- WANG, G. (2005)** Agricultural drought in a future climate: results from 15 global climate models participating in the IPCC 4th assessment. *Clim. Dynam.*, 25: 739-753
- WESTHOEK, H.J.; VAN DEN BERG, M. y BAKKES, J.A. (2006)** Scenario development to explore the future of Europe's rural areas. *Agric. Ecos. Envir.*, 114: 7-20
- WIDDOWSON, M. (ed., 1997)** *Palaeosurfaces: Recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*. Geological Society Spec. Publ., 120. Londres. 330 p.
- WIDDOWSON, M. (1997)** The geomorphological and geological importance of palaeosurfaces. En: Widdowson, M. (ed., 1997) *Palaeosurfaces: Recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*. Geological Society Spec. Publ., 120. Londres: 1-12
- WILLIAMS, J.R. (1975)** Sediment yield prediction with universal equation using runoff energy factor. En: *Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources*. USDA, ARS-S-40: 244-252
- WISCHMEIER, W.H. y SMITH, D.D. (1965)** *Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains*. Agricultural Handbook, 282. USDA. Washington. 47 p
- WISCHMEIER, W.H. y SMITH, D.D. (1978)** *Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning*. Agricultural Handbook, 537. USDA, Washington. 49 p+apéndices.
- YASSOUGLOU, N. (2002)** Soil degradation and desertification. En: Rubio, J.L.; Morgan, R.P.C.; Asins, S. y Andreu, V. (eds) *Man and soil in the third millenium. Proceedings of the Third International Congress of the European Society for Soil Conservation*. Tomo 1. Geoforma. Logroño: 165-176
- YOUNG, A. (1972)** *Slopes*. Oliver & Boyd. Edimburgo. 288 p.
- YOUNG, I.M.; BLANCHART, E.; CHENU, C.; DANGERFIELD, M.; FRAGOSO, C.; GRIMALDI, M.; INGRAM, J.; y JOCTEUR MONROZIER, L. (1998)** The interaction of soil biota and soil structure under global change. *Glob. Change Biol.*, 4: 703-712
- ZAZO, C.; GOY, J.L. y HOYOS, M. (1983)** Estudio geomorfológico de los alrededores de la Sierra de Atapuerca (Burgos). *Estudios Geol.*, 39: 179-185
- ZHANG, X.C.; NEARING, M.A.; GARBRECHT, J.D. y STEINER, J.L. (2004)** Downscaling monthly forecasts to simulate impacts of climate change on soil erosion and wheat production. *Soil Sci. Amer. J.*, 68(4): 1376-1385
- ZWIERS, F.W. y KHARIN, V.V. (1998)** Changes in the extremes of the climate simulated by CCC GCM2 under CO2 doubling. *Jour. Clim.*, 11(9): 2200-2222

ANEXO: MAPAS FUERA DE TEXTO

Mapa geomorfológico nº 1

(San Leonardo de Yagüe-Cabrejas del Pinar, 348-349)



Juan A. Rodríguez García (2008)

Geomorfología de un sector de la cuenca de Almazán (Soria):
Evaluación de procesos de erosión de suelos
y planteamiento de escenarios ante el cambio climático

IGME-UCM



Mapa geomorfológico nº 2 (Soria, 350)



LEYENDA

FORMAS Y DEPÓSITOS FLUVIALES

- Linea de drenaje
- Cauce fluvial
- Aristas en interfleuves
- Arista o divisoria montañosa
- Garganta, cañón fluvial
- Escarpe de terraza
- Captura fluvial. Cauce abandonado y dirección de captura
- Fuente, manantial
- Cono de deyección, abanico aluvial
- Fondo de valle, llanura aluvial
- Terraza travertínica
- Terraza fluvial TDA20
- Terraza fluvial TDA19
- Terraza fluvial TDA18
- Terraza fluvial TDA17

FORMAS Y DEPÓSITOS EÓLICOS

- Terraza fluvial TDA16
- Terraza fluvial TDA15
- Terraza fluvial TDA14
- Terraza fluvial TDA13
- Terraza fluvial TDA12
- Terraza fluvial TDA11
- Terraza fluvial TDA10
- Terraza fluvial TDA9
- Terraza fluvial TDA8
- Terraza fluvial TDA7
- Terraza fluvial TDA6
- Terraza fluvial TDA5
- Terraza fluvial TDA4
- Terraza fluvial TDA3
- Terraza fluvial TDA2
- Terraza fluvial TDA1

FORMAS Y DEPÓSITOS ENDORREICOS

- Fondo endorreico
- Depósito de deslizamiento
- Coluvión
- Cárcavas, área de erosión hídrica intensa

FORMAS Y DEPÓSITOS KÁRSTICOS

- Cueva
- Sima
- Borde de polje
- Barraera travertínica
- Dolina o uvala, con o sin relleno de terra rossa
- Superficie de corrosión

FORMAS ESTRUCTURALES

- Cerro cónico puntual
- Escarpe estructural
- Escarpe de línea de falla
- Relieve residual de resistencia
- Mont
- Vál
- Replano estructural subhorizontal
- Dorso de cuesta, hog-back
- Rampas en conglomerados

FORMAS POLIGÉNICAS

- Escarpe de borde de glacis
- Formación Almenar (nivel reciente)
- Formación Almenar (nivel antiguo)
- Glacis con depósito
- Glacis erosivo

FORMAS ANTRÓPICAS

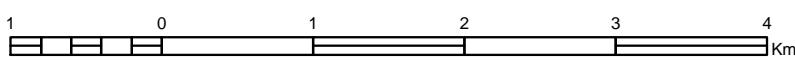
- Inselberg, monadnock
- Inclinación de superficie poligénica
- Superficie erosiva M2
- Superficie M3 erosiva
- Superficie M3 sedipiano
- Superficie Intramiocena erosiva
- Superficie Intramiocena sedipiano
- Superficie Intramiocena exhumada
- Superficie de Sierra Llana
- Superficie de Picofrentes
- Superficie de Campisábalos
- Superficie Pre-Cenomanense
- Superficie Pre-Trásica
- Presa
- Gravera, cantera

SUSTRATO GEOLÓGICO

- Posttectónico (Neógeno)
- Sintectónico (Paleógeno-Mioceno inferior)
- Pretectónico (Pérmico-Cretácico)

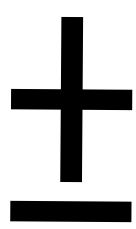
OTROS SÍMBOLOS

- Límite de masa de agua
- Límite indiferenciado

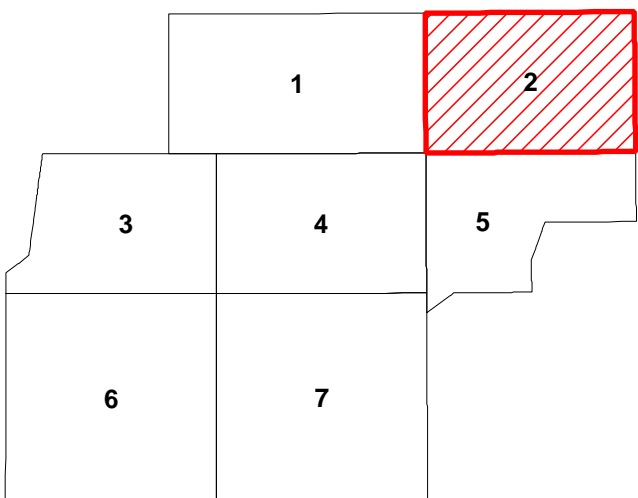


ESCALA 1:50.000

Base altimétrica y planimétrica elaborada a partir de la BCN25 (Instituto Geográfico Nacional)



Distribución de hojas



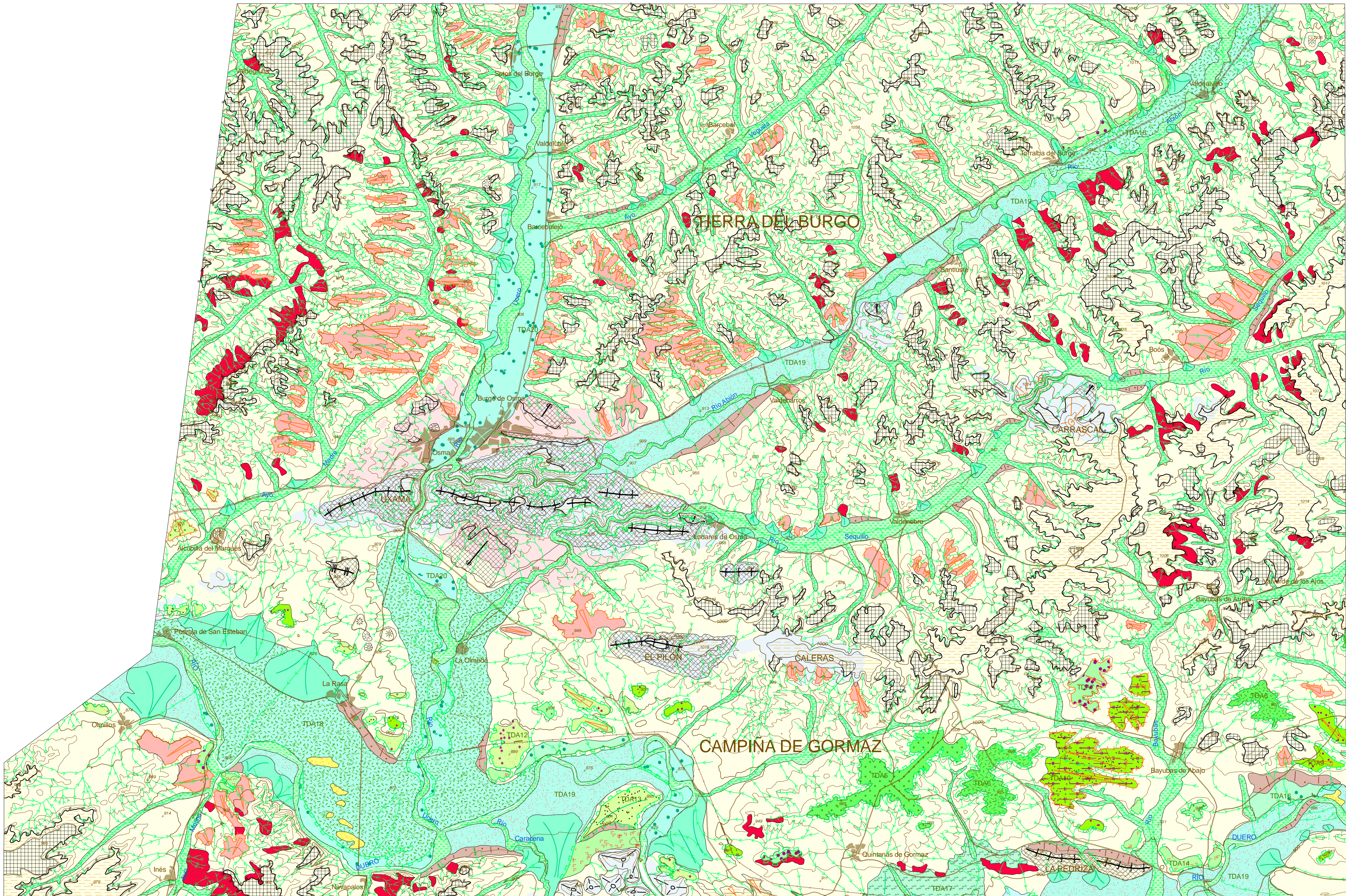
Juan A. Rodríguez García (2008)

Geomorfología de un sector de la cuenca de Almazán (Soria): Evaluación de procesos de erosión de suelos y planteamiento de escenarios ante el cambio climático

IGME-UCM



Mapa geomorfológico nº 3 (Burgo de Osma, 377)



LEYENDA

FORMAS Y DEPÓSITOS FLUVIALES

- Línea de drenaje
- Cauce fluvial
- Aristas en interfleuvios
- Arista o divisoria montañosa
- Garganta, cañón fluvial
- Escarpe de terraza
- Captura fluvial. Cauce abandonado y dirección de captura
- Fuente, manantial
- Cono de deyección, abanico aluvial
- Fondo de valle, llanura aluvial
- Terraza travertínica
- Terraza fluvial TDA20
- Terraza fluvial TDA19
- Terraza fluvial TDA18
- Terraza fluvial TDA17

- Terraza fluvial TDA16
- Terraza fluvial TDA15
- Terraza fluvial TDA14
- Terraza fluvial TDA13
- Terraza fluvial TDA12
- Terraza fluvial TDA11
- Terraza fluvial TDA10
- Terraza fluvial TDA9
- Terraza fluvial TDA8
- Terraza fluvial TDA7
- Terraza fluvial TDA6
- Terraza fluvial TDA5
- Terraza fluvial TDA4
- Terraza fluvial TDA3
- Terraza fluvial TDA2
- Terraza fluvial TDA1

FORMAS Y DEPÓSITOS EÓLICOS

- Depósito de arenas eólicas
- Área de deflación
- FORMAS Y DEPÓSITOS ENDORREICOS
- Fondo endorreico
- FORMAS Y DEPÓSITOS DE LADERA
- Depósito de deslizamiento
- Coluvión
- Cárcavas, área de erosión hídrica intensa
- FORMAS Y DEPÓSITOS KÁRSTICOS
- Cueva
- Sima
- Borde de polje
- Barrera travertínica
- Dolina o uvala, con o sin relleno de terra rossa
- Superficie de corrosión

FORMAS ESTRUCTURALES

- Cerro cónico puntual
- Escarpe estructural
- Escarpe de línea de falla
- Relieve residual de resistencia
- Mont
- Val
- Replano estructural subhorizontal
- Dorso de cuesta, hog-back
- Rampas en conglomerados
- FORMAS POLIGÉNICAS
- Escarpe de borde de glacis
- Formación Almenar (nivel reciente)
- Formación Almenar (nivel antiguo)
- Glacis con depósito
- Glacis erosivo

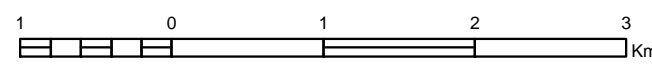
- Inselberg, monadnock
- Inclinación de superficie poligénica
- Superficie erosiva M2
- Superficie M3 erosiva
- Superficie M3 sediplano
- Superficie Intramiocena erosiva
- Superficie Intramiocena sediplano
- Superficie Intramiocena extumada
- Superficie de Sierra Llana
- Superficie de Picofrentes
- Superficie de Campisábalos
- Superficie Pre-Cenomane
- Superficie Pre-Trásica
- FORMAS ANTRÓPICAS
- Presa
- Gravera, cantera

SUSTRATO GEOLÓGICO

- Postcénico (Neógeno)
- Sintectónico (Paleógeno-Mioceno inferior)
- Pretectónico (Pérmico-Cretácico)

OTROS SÍMBOLOS

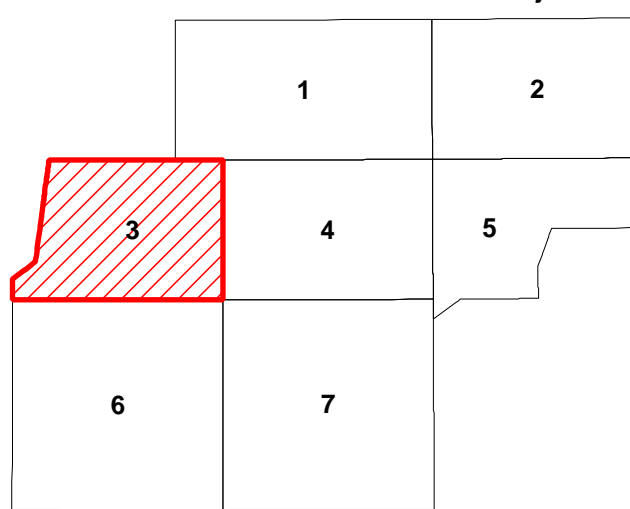
- Límite de masa de agua
- Límite indiferenciado



ESCALA 1:50.000

Base altimétrica y planimétrica elaborada a partir de la BCN25 (Instituto Geográfico Nacional)

Distribución de hojas



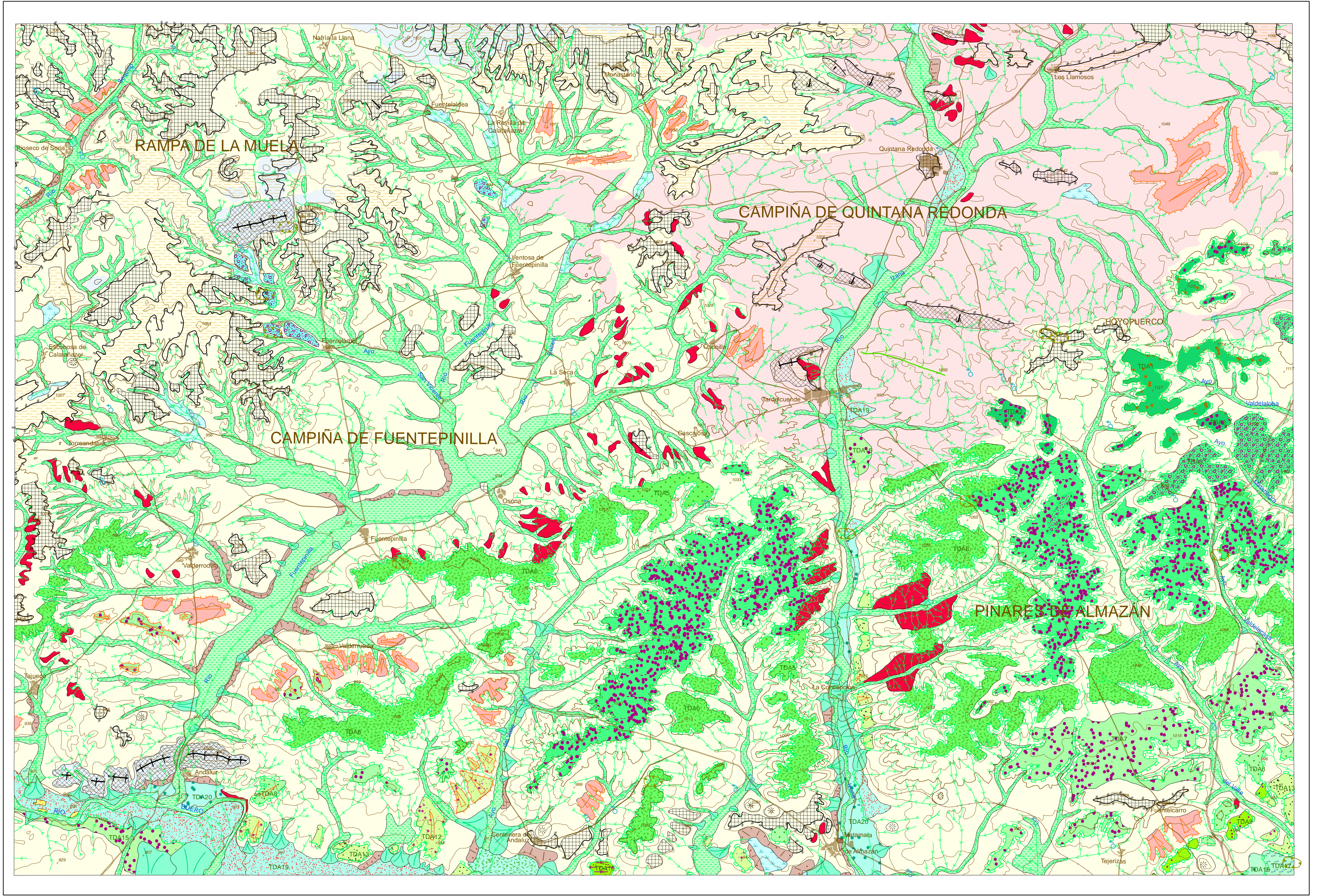
Juan A. Rodríguez García (2008)

Geomorfología de un sector de la cuenca de Almazán (Soria):
Evaluación de procesos de erosión de suelos
y planteamiento de escenarios ante el cambio climático

IGME-UCM

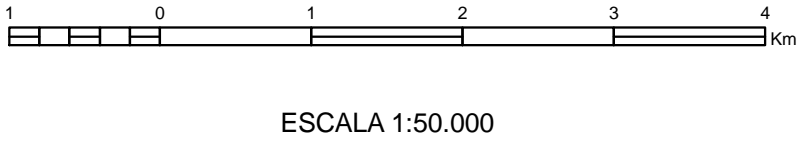


Mapa geomorfológico nº 4 (Quintana Redonda, 378)

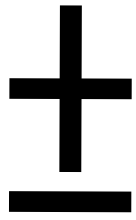


LEYENDA

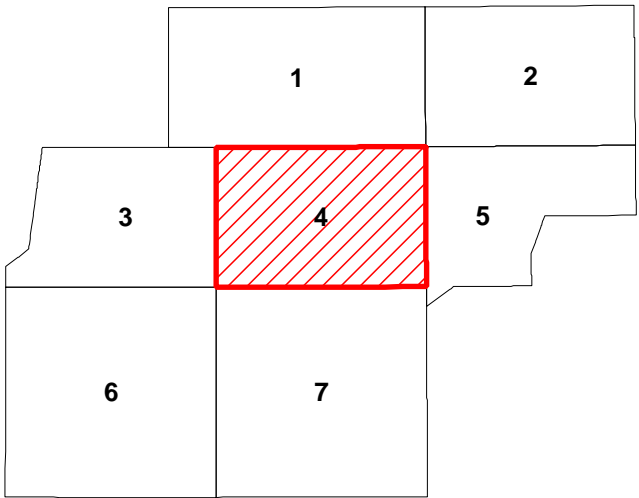
FORMAS Y DEPÓSITOS FLUVIALES	FORMAS Y DEPÓSITOS EÓLICOS	FORMAS ESTRUCTURALES	FORMAS Y DEPÓSITOS ENDORREICOS
— Línea de drenaje	Depósito de arenas eólicas	Cerro cónico puntual	Fondo endorreico
— Cauce fluvial	Área de deflación	Escarpe estructural	FORMAS Y DEPÓSITOS DE LADERA
— Aristas en interfluvios		Escarpe de línea de falla	Depósito de deslizamiento
— Arista o divisoria montañosa		Relieve residual de resistencia	Coluvión
— Garganta, cañón fluvial		Mont	Cárcavas, área de erosión hídrica intensa
— Escarpe de terraza		Vál	FORMAS Y DEPÓSITOS KÁRSTICOS
— Captura fluvial. Cauce abandonado y dirección de captura		Replano estructural subhorizontal	Cueva
— Fuente, manantial		Dorso de cuesta, hog-back	Sima
— Cono de deyección, abanico aluvial		Rampas en conglomerados	Borde de polje
— Fondo de valle, llanura aluvial		FORMAS POLIGÉNICAS	Barrera travertina
— Terraza travertina		Escarpe de borde de glacis	Dolina o uvala, con o sin relleno de terra rossa
— Terraza fluvial TDA20		Formación Almenar (nivel reciente)	Superficie de corrosión
— Terraza fluvial TDA19		Formación Almenar (nivel antiguo)	
— Terraza fluvial TDA18		Glacis con depósito	
— Terraza fluvial TDA17		Glacis erosivo	
SUSTRATO GEOLÓGICO	OTROS SÍMBOLOS		
Postectónico (Neógeno)	— Límite de masa de agua		
Sintectónico (Paleógeno-Mioceno inferior)	— Límite indiferenciado		
Preectónico (Pérmico-Cretácico)			



ESCALA 1:50.000
Base altimétrica y planimétrica elaborada a partir de la BCN25 (Instituto Geográfico Nacional)



Distribución de hojas



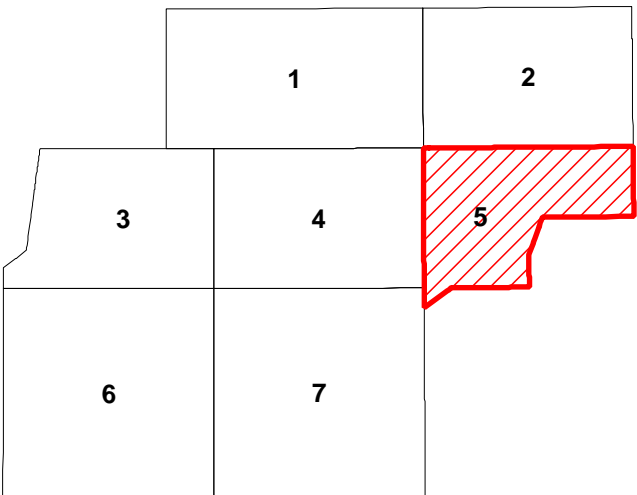
Juan A. Rodríguez García (2008)

Geomorfología de un sector de la cuenca de Almazán (Soria):
Evaluación de procesos de erosión de suelos
y planteamiento de escenarios ante el cambio climático

IGME-UCM

Mapa geomorfológico nº 5 (Gómara-Morón de Almazán, 379-407)

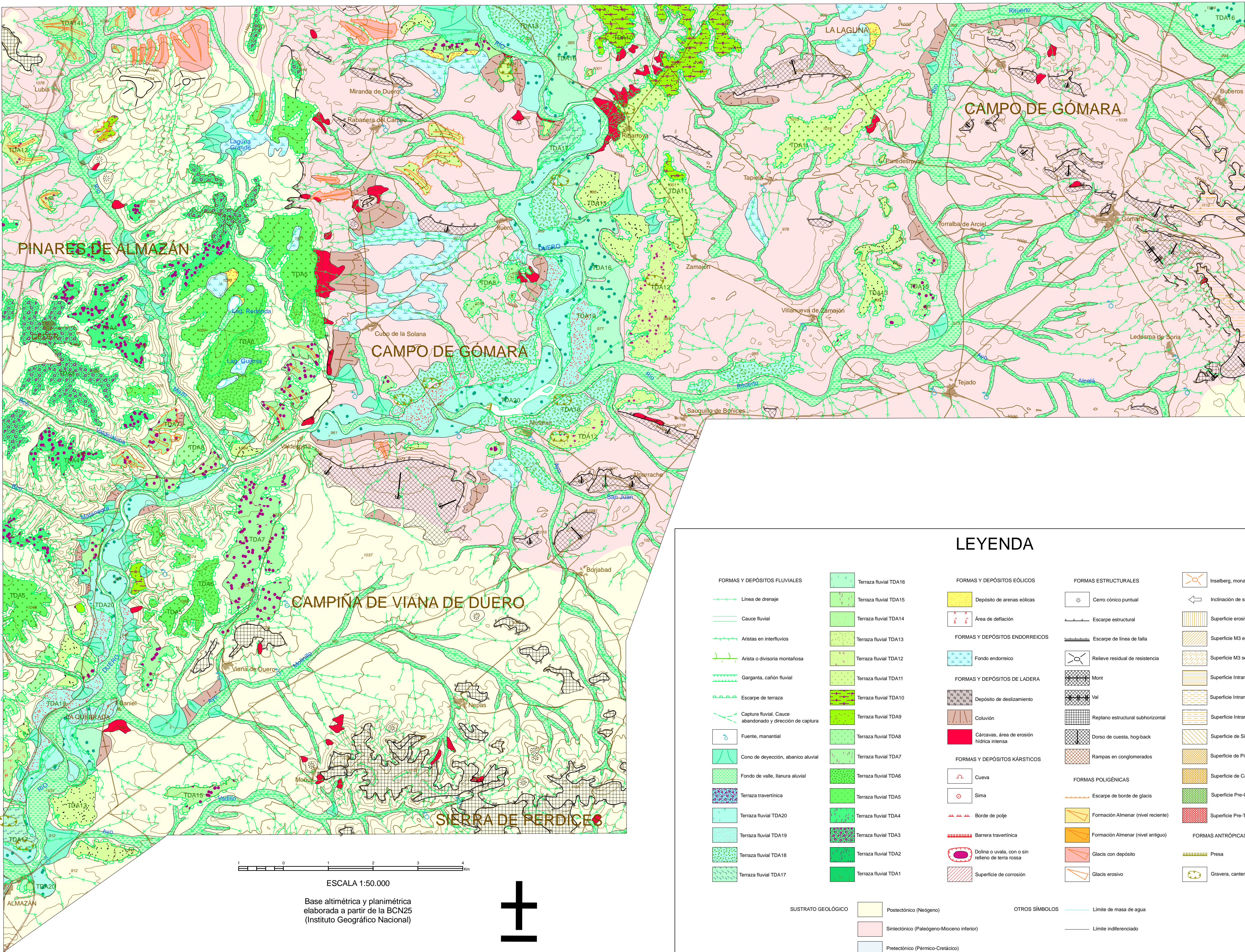
Distribución de hojas



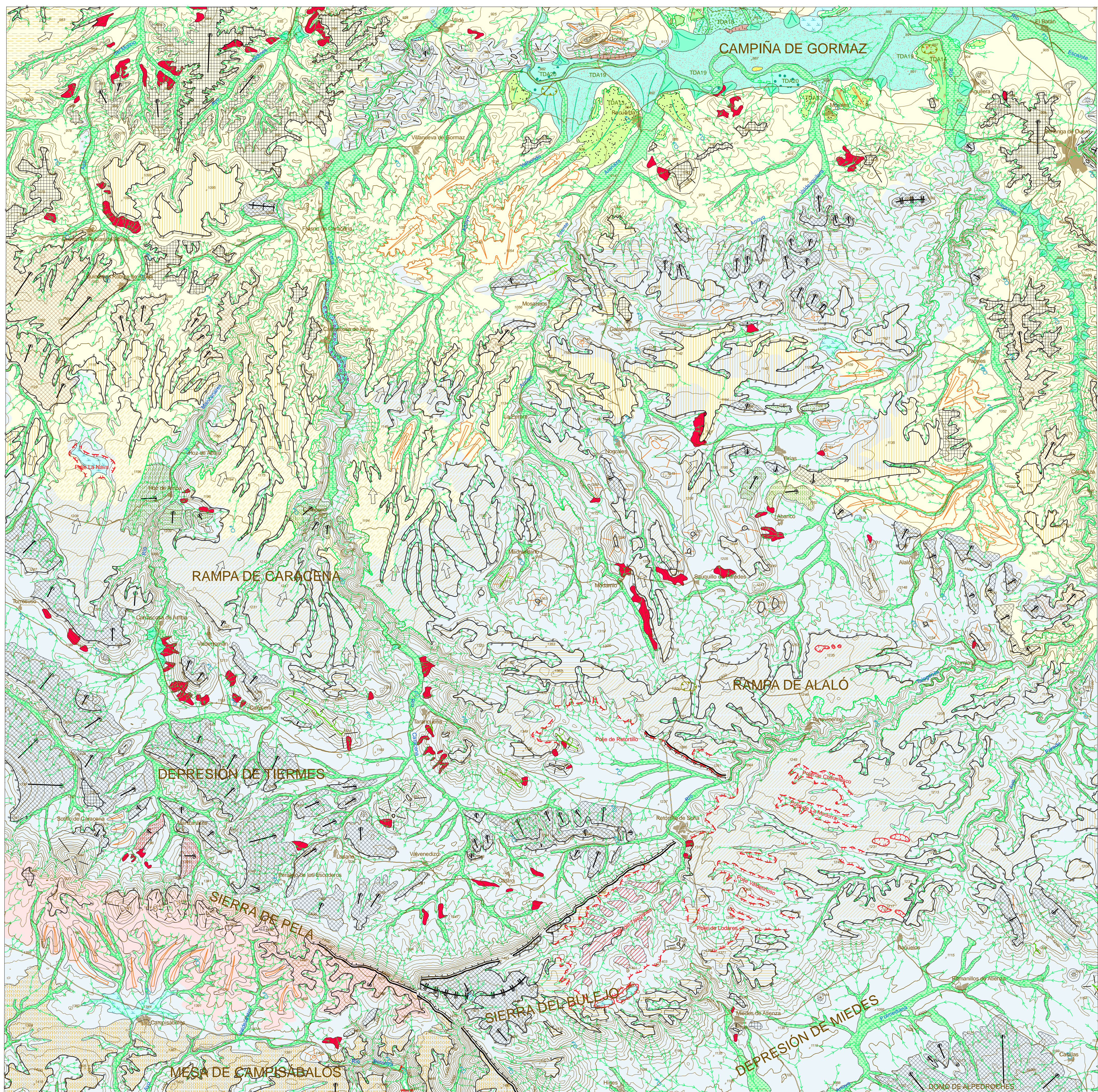
Juan A. Rodríguez García (2008)

Geomorfología de un sector de la cuenca de Almazán (Soria):
Evaluación de procesos de erosión de suelos
y planteamiento de escenarios ante el cambio climático

IGME-UCM

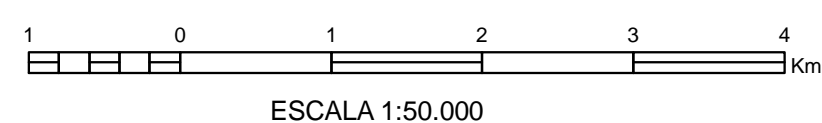


Mapa geomorfológico nº 6
(Berlanga de Duero-Atienza, 405-433)

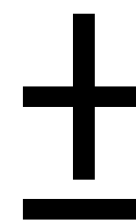


LEYENDA

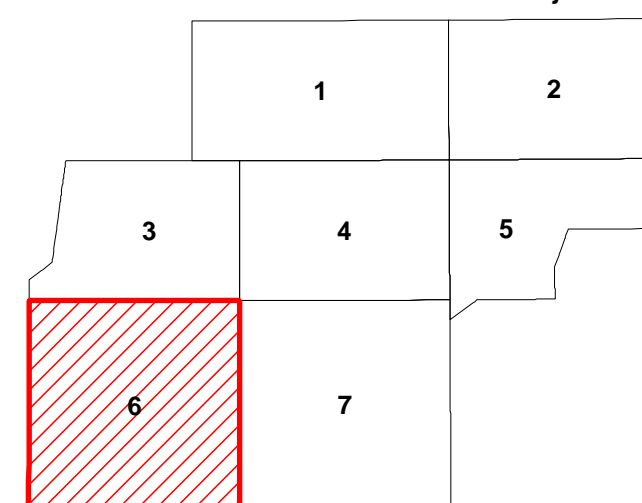
FORMAS Y DEPÓSITOS FLUVIALES		FORMAS Y DEPÓSITOS EÓLICOS		FORMAS ESTRUCTURALES		FORMAS POLIGÉNICAS	
	Terraza fluvial TDA16		Depósito de arenas eólicas		Cerro cónico puntual		Inclinação de superficie poligénica
	Terraza fluvial TDA15		Área de deflación		Escarpa estructural		Superficie erosiva M2
	Terraza fluvial TDA14	FORMAS Y DEPÓSITOS ENDORREICOS			Escarpa de línea de falla		Superficie M3 erosiva
	Terraza fluvial TDA13		Fondo endorreico		Relieve residual de resistencia		Superficie M3 sediplano
	Terraza fluvial TDA12	FORMAS Y DEPÓSITOS DE LADERA			Monte		Superficie intramicocena erosiva
	Terraza fluvial TDA11		Depósito de deslizamiento		Val		Superficie intramicocena sediplano
	Terraza fluvial TDA10		Coluvión		Replano estructural subhorizontal		Superficie intramicocena exhumada
	Terraza fluvial TDA9		Cárcavas, área de erosión hídrica intensa		Dorso de cuesta, hog-back		Superficie de Sierra Llana
	Terraza fluvial TDA8	FORMAS Y DEPÓSITOS KÁRSTICOS			Rampas en conglomerados		Superficie de Picofuentes
	Terraza fluvial TDA7		Cueva	FORMAS POLIGÉNICAS			Superficie de Campisabalos
	Terraza fluvial TDA6		Sima		Escarpa de borde de glacis		Superficie Pre-Cenomanense
	Terraza fluvial TDA5		Borde de polje		Formación Almenar (nivel reciente)		Superficie Pre-Tríasica
	Terraza fluvial TDA4		Barrera travertínica	FORMAS ANTRÓPICAS			
	Terraza fluvial TDA3		Dolina o uvala, con o sin relleno de terra rossa		Formación Almenar (nivel antiguo)		Presa
	Terraza fluvial TDA2		Superficie de corrosión		Glacis con depósito		Gravera, cantera
	Terraza fluvial TDA1				Glacis erosivo		
SUSTRATO GEOLOGICO			Postectónico (Neógeno)	OTROS SIMBOLOS			Limite de masa de agua
			Sintectónico (Paleógeno-Mioceno inferior)				Limite indiferenciado
			Pretectónico (Pérmico-Cretácico)				



Base altimétrica y planimétrica
elaborada a partir de la BCN25
(Instituto Geográfico Nacional)



Distribución de hojas



Juan A. Rodríguez García (2008)

Geomorfología de un sector de la cuenca de Almazán (Soria):
Evaluación de procesos de erosión de suelos
y planteamiento de escenarios ante el cambio climático

IGME-UCM



Instituto Geológico
y Minero de España



Mapa geomorfológico nº 7 (Almazán-Barahona, 406-434)

